

966
DIE

WICHTIGSTEN LAGERSTÄTTEN

DER

„NICHT-ERZE“

VON

DR. O. STUTZER

PRIVATDOZENT FÜR MINERALOGIE UND GEOLOGIE AN DER KGL. BERGAKADEMIE
FREIBERG, SA.

ERSTER TEIL:

GRAPHIT, DIAMANT, SCHWEFEL, PHOSPHAT

MIT 108 TEXTABBILDUNGEN

BERLIN

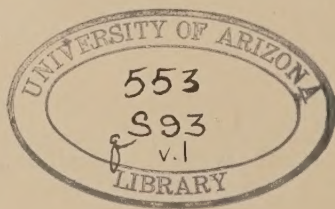
VERLAG VON GEBRÜDER BORNTRAEGER

W 35 SCHÖNEBERGER UFER 12a

1911

ALLE RECHTE,
NAMENTLICH DAS RECHT DER ÜBERSETZUNG IN FREMDE SPRACHEN,
VORBEHALTEN.

COPYRIGHT, 1911, BY GEBRÜDER BORNTAEGER IN BERLIN



DRUCK VON A. HOPFER IN BURG

710

Vorwort

Das vorliegende Buch, von dem zunächst nur die erste Abteilung erscheint, ist auf Anregung des Herrn Oberbergrat Prof. Dr. Beck entstanden, der mich ersuchte, die in seinem Werke über Erzlagertstätten nicht behandelten Lagerstätten sonstiger, nutzbarer Mineralien, also die „Nicht-Erze“ zu bearbeiten.

Als abgeschlossenes Ganzes bringe ich zunächst die Beschreibung von Graphit, Diamant, Schwefel, Phosphate. Später sollen andere „Nicht-Erze“ bearbeitet werden. Ein unerwarteter, plötzlicher Auftrag, der mich für $1\frac{1}{2}$ bis 2 Jahre nach Südafrika ruft, läßt es unmöglich erscheinen, die Fortsetzung bald nachfolgen zu lassen. Infolge des durch diese Reise bedingten eiligen Abschlusses des vorliegenden ersten Teiles konnte das Manuskript bezüglich stilistischer Redewendungen und Ausdrücke leider nicht in dem Grade einer nochmaligen Revision unterzogen werden, wie es wünschenswert erschien, und ich bitte daher den Leser etwaige Mängel in dieser Hinsicht entschuldigen zu wollen.

Die Einteilung des bearbeiteten Stoffs ist aus dem Inhaltsverzeichnis zu ersehen, das Register bezieht sich auf die Ortsnamen.

Herrn Oberbergrat Prof. Dr. Beck spreche ich für seine Anregungen und für sein fortgesetztes Interesse am Fortschreiten dieses Werkes meinen herzlichen Dank aus. Ich danke auch denjenigen, die mir Mitteilungen und Ratschläge bei der Vollendung des Buches gaben und ich bitte die Leser, mich durch Hinweis auf etwaige Irrtümer und durch Zusendung neuer Mitteilungen über Lagerstätten der „Nicht-Erze“ in meinen Bestrebungen für die Fortführung des Werkes und für die später etwa erforderliche neue Auflage dieses Buches gütigst unterstützen zu wollen.

Freiberg i. S., den 5. Januar 1911

O. Stutzer

Inhaltsverzeichnis

Graphit

Seite

Mineralogischer Überblick	1
Allgemein-geologischer Überblick über Graphitlagerstätten . . .	3
a) Das Nebengestein der Graphitlagerstätten	3
b) Die Gestalt der Graphitlagerstätten	4
c) Begleitmineralien des Graphites	4
d) Der Graphitgehalt der Graphitlagerstätten	5
e) Sekundäre Teufenunterschiede bei Graphitlagerstätten	5
f) Graphitstrukturen	6
Beschreibung einzelner Lagerstätten	7
Die Graphitlagerstätten Europas (inklusive Russisch-Asien)	7
Die bayerischen Graphitlagerstätten	7
a) Geologische Beschreibung der Vorkommen	7
b) Die Entstehung der bayerischen Graphitlagerstätten	11
c) Geschichtliches und Statistisches	17
Die böhmischen Graphitlagerstätten	17
Die mährischen Graphitlagerstätten	24
Die Graphitlagerstätten Niederösterreichs	32
Die Graphitlagerstätten der Steiermark	36
Die Graphitlagerstätten Italiens	41
Die Graphitlagerstätten Rußlands (inklusive Russisch-Asien)	46
Die Graphitlagerstätten Großbritanniens	50
Die Graphitlagerstätten Schwedens	52
Die Graphitlagerstätten Grönlands	52
Sonstige Graphitvorkommen in Europa (Norddeutschland, Spanien, Schweiz, Frankreich)	53
Die Graphitlagerstätten Asiens (exklusive Russisch-Asien)	54
Die Graphitlagerstätten Ceylons	54
Die Graphitlagerstätten Indiens	61
Die Graphitlagerstätten Japans	62
Die Graphitlagerstätten Amerikas	63
Die Graphitlagerstätten Canadas	63

	Seite
Die Graphitlagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika	67
a) Die Graphitlagerstätten des Staates New York	67
b) Sonstige Graphitlagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika	71
Sonstige Graphitlagerstätten Amerikas (Mexico, Chile, Brasilien) . . .	74
Die Graphitlagerstätten Afrikas	75
Die Graphitlagerstätten Deutsch-Ostafrikas	75
Sonstige Graphitvorkommen Afrikas (Transvaal, Natal, Britisch-Ostafrika)	76
Die Graphitvorkommen Australiens (Neu-Südwaies, Queensland, Südaustralien, Neuseeland)	76
Die Entstehung der Graphitlagerstätten	77
I. Die Entstehung des Graphites aus organischem Material	78
II. Anorganische (eruptive) natürliche Graphitvorkommen	79
a) Graphite als magmatische Ausscheidungen	79
b) Gangförmige Graphitvorkommen	80
c) Graphitimpregnationen	82
Die Verwendung des Graphites	82
Die Bearbeitung des Graphitrohmaterials	83
Bewertung des Graphites und Graphitpreise	84
Künstlicher Graphit	86
Statistische Mitteilungen über Graphitproduktion	88

Diamant

Mineralogischer Überblick	89
Beschreibung einzelner Lagerstätten	90
Die Diamantlagerstätten in Britisch-Südafrika	90
I. Die diamantführenden Kimberlite Britisch-Südafrikas	91
a) Die Verbreitung der Kimberlite	91
b) Allgemeine geologische Schilderung der Kimberlite	93
c) Die Petrographie der Kimberlite	102
d) Die Mineralien der Pipes	105
e) Die knollenartigen Mineralaggregate der Pipefüllung	108
f) Der Diamant der Pipes und der Kimberlitgänge	111
g) Kurze Notizen über einzelne Diamantgruben	115
h) Die Entstehung der südafrikanischen Diamanten	122
i) Abbau und Aufbereitung der Diamanten	124
k) Statistisches über den südafrikanischen Diamantenbergbau . . .	128
II. Die Diamantseifen Britisch-Südafrikas	132
Die Diamantvorkommen in Rhodesien	135
Die „Blue Ground“-Vorkommen in Deutsch-Südwestafrika	135
Die Diamantvorkommen in Deutsch-Südwestafrika	138
Die Diamantlagerstätten Brasiliens	147
Die Diamantvorkommen in Guayana	159
Die Diamantvorkommen in den Vereinigten Staaten von Nordamerika	161

	Seite
Die Diamantlagerstätten Australiens	164
Die Diamantlagerstätten auf Borneo	168
Die Diamantlagerstätten Indiens	171
Die Diamantlagerstätten Chinas	175
Die Diamantvorkommen in Rußland	177
Diamanten in Meteoriten	178
Künstliche Diamanten	180
Die Verwendung der Diamanten	181
Die Bewertung der Diamanten	182

Schwefel

Mineralogischer Überblick	185
Beschreibung einzelner Lagerstätten	186
Die Schwefellagerstätten Italiens	186
Die Schwefellagerstätten der Provinz Siena	187
Die Schwefellagerstätten der Romagna und der Marken	187
Die Schwefellagerstätten Campaniens	193
Die Schwefellagerstätten Calabriens	195
Die Schwefellagerstätten Siziliens	197
Die geographische Lage der sizilianischen Schwefelvorkommen	197
Die Geologie der sizilianischen Schwefeldistrikte	199
Mineralogie und Geologie der sizilianischen Schwefelschichten	204
Beschreibung einzelner Lagerstätten	209
Die Entstehung der sizilianischen Schwefellager	214
Technische und statistische Mitteilungen	218
Die Schwefelvorkommen in Algier	226
Die Schwefelvorkommen in Rußland	227
a) Die Schwefellagerstätten des Kaukasus	227
b) Die Schwefellagerstätten Transkaspiums	229
c) Sonstige Schwefelvorkommen Rußlands	229
Die Schwefellagerstätten Südfrankreichs	230
Die Schwefellagerstätten Spaniens	230
Die Schwefellagerstätten in Österreich-Ungarn	232
a) Die Schwefelvorkommen von Radoboj in Kroatien	232
b) Die Schwefellagerstätten von Swoszowice in Galizien	234
c) Sonstige Schwefelvorkommen in Österreich-Ungarn	236
Die Schwefellagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika	237
a) Die Schwefellagerstätten in Louisiana	237
b) Die Schwefellagerstätten in Nevada	243
c) Die Schwefellagerstätten in Wyoming	244
d) Die Schwefellagerstätten in Utah	245
e) Die Schwefelvorkommen in Texas	246
Die Schwefellagerstätten Mexicos	247
Schwefelvorkommen in Japan	249

	Seite
Sonstige Schwefellagerstätten (Griechenland, Kleinasien, Palästina, Persien, Mittelasien, Indien, Philippinen, Sibirien, Chile, Peru, Marokko, Kamerun, Südsee)	251
Künstliche Darstellung von Schwefel	253
Die Entstehung der Schwefellagerstätten	254
Verwendung des Schwefels	262
Herstellung des Rohschwefels	263

Phosphate

Mineralogischer Überblick	265
Allgemein geologischer Überblick über Phosphatlagerstätten	269
a) Die Gestalt der Phosphatlagerstätten	269
b) Sekundäre Teufenunterschiede bei Phosphatlagerstätten	269
c) Das Nebengestein der Phosphatlagerstätten	270
d) Über den Phosphorsäuregehalt der Phosphatlagerstätten	270
e) Phosphatstrukturen	271
I. Phosphatknollen.	
II. Sedimentäre Phosphatschichten.	
III. Chemisch umgelagerte Phosphate verschiedener Form.	
IV. Phosphatbreccien.	
f) Die Einteilung der Phosphatlagerstätten	273
Beschreibung einzelner Lagerstätten	275
I. Apatitlagerstätten	275
Die Apatitvorkommen Norwegens	275
Die Apatitvorkommen Schwedens	286
Die Apatitvorkommen Spaniens	288
Die Apatitvorkommen Canadas	289
II. Phosphatlagerstätten	298
Die Phosphatlagerstätten Europas	298
Die Phosphatlagerstätten Deutschlands	298
1. Die Phosphoritlagerstätten der Lahn- und Dillgegend	298
2. Die Phosphoritlagerstätten des Herzogtums Braunschweig	306
3. Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloberrheins	309
4. Die Phosphoritknollen im Obersilur des Vogtlandes	309
5. Sonstige Phosphoritvorkommen Deutschlands	311
Die Phosphatlagerstätten Belgiens	313
I. Die Phosphate in der Hesbaye	313
II. Die Phosphate im Hennegau	315
Die Phosphatlagerstätten Frankreichs	318
I. Nord, Pas de Calais, Cambrésis, Somme et Oise	318
II. Ardennes, Meuse et Marne	322
III. Yonne, Côte d'Or, Haute Saône, Cher, Indre	322
IV. Sarthe	323
V. Lot	323
VI. Gard und Ardèche	325

	Seite
VII. Drôme und Isère	325
VIII. Pyrenäen	325
Die Phosphatlagerstätten Spaniens	326
Die Phosphatlagerstätten Großbritanniens	332
I. Die silurischen Phosphatlagerstätten in Nordwales	332
II. Die cretaceischen Phosphatlagerstätten Großbritanniens	334
III. Die tertiären Phosphatlagerstätten Großbritanniens	338
Die Phosphatvorkommen auf Malta	340
Die Phosphatvorkommen in Rußland	341
I. Die Phosphatkugeln der Kreideschichten in Russisch-Podolien	341
II. Sonstige Phosphatlagerstätten Rußlands	343
Sonstige Phosphatvorkommen in Europa (Bornholm, Schweden, Sizilien)	344
Die Phosphatlagerstätten Afrikas	344
Die Phosphatlagerstätten von Algier und Tunis	344
I. Allgemein geologischer Überblick	345
II. Die Phosphatlagerstätten	346
A. Allgemeines	346
B. Kurze spezielle Beschreibung einzelner Lagerstätten	347
1. Departement Oran	347
2. Departement Alger	349
3. Departement Constantine	349
4. Regentschaft Tunis	355
C. Die Entstehung der nordafrikanischen Phosphatlagerstätten	361
III. Statistische Mitteilungen über die Phosphatlagerstätten von Tunis und Algier	363
Sonstige Phosphatlagerstätten Afrikas (Ägypten, Natal)	363
Die Phosphatlagerstätten Amerikas	364
Die Phosphatlagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika	364
1. Die Phosphatlagerstätten Floridas	364
2. Die Phosphatlagerstätten in Süd-Carolina	370
3. Die Phosphatlagerstätten in Nord-Carolina	373
4. Die Phosphatvorkommen in Pennsylvanien	374
5. Die Phosphatlagerstätten in Alabama	375
6. Die Phosphatlagerstätten in Tennessee	377
I. Die schwarzen Phosphatknollen	380
II. Die schwarzen Phosphatschichten	380
III. Die weißen Phosphatbreccien	382
IV. Die kieselsäurereichen geschichteten weißen Phosphate	383
V. Die gebänderten weißen Phosphate	384
7. Die Phosphatlagerstätten in Arkansas	385
8. Die Phosphatlagerstätten der Weststaaten	387
Die Phosphatvorkommen Westindiens	389
1. Die Phosphatlager von Curaçao	389
2. Die Phosphate der Insel Bonaire	392
3. Die Phosphate der Insel Aruba	392
4. Sonstige Phosphate der Leewards-Inseln in den kleinen Antillen	393

	Seite
5. Die Phosphate der Insel Redonda	394
6. Die Phosphate von Barbuda	395
7. Die Phosphate von St. Martin	395
8. Die Phosphate der Insel Sombrero	395
9. Die Phosphate der Insel Alta Vela	396
10. Die Phosphate der Insel Navassa	396
11. Sonstige Phosphate Westindiens	397
Sonstige Phosphatlagerstätten Amerikas (Chile, Brasilien, Mexico)	397
Die Phosphatvorkommen in Asien	398
Die Phosphatvorkommen von Christmas Island im Indischen Ozean	398
Die Phosphatvorkommen in Japan	400
Sonstige Phosphatvorkommen in Asien (Palästina, Arabien, China)	400
Die Phosphatlagerstätten Australiens	401
Die Phosphatvorkommen der Südsee	401
Angaur	404
Feis	405
Nauru und Ocean Island	405
a) Allgemeine geographische und geologische Mitteilungen über Nauru	406
b) Allgemeine geographische und geologische Mitteilungen über Ocean Island	406
c) Die Phosphate von Nauru und Ocean Island	408
Sonstige zentralpolynesische Phosphatvorkommen (Huon, Baker, Howland, Jarvis, Malden, Starback, Enderbury, Fanning)	411
Die Phosphatvorkommen im Südosten der polynesischen Inselwelt (Makatea, Matahiva, Niau, Elisabeth)	415
Sonstige Phosphatvorkommen Australiens (Westaustralien, Neuseeland)	417
III. Guano	417
1. Der Perugano	417
2. Sonstige Guanovorkommen (Chile, Patagonien, Porto Rico, Texas, Südafrika, Japan)	427
Die Entstehung der Phosphatlagerstätten	429
Anorganische Phosphatlagerstätten	429
I. Apatitlagerstätten	429
A. Apatit als Imprägnation eines Eruptivgesteins	429
B. Apatitgänge	429
1. Die Apatitgänge Norwegens	430
2. Die Apatitgänge Canadas	431
3. Die Apatitgänge Schwedens	431
II. Sonstige anorganische Phosphatlagerstätten	432
1. Die Phosphatvorkommen Spaniens	432
2. Die Phosphoritgänge von Quercy in Frankreich	433
3. Die Phosphatlagerstätten der Lahn- und Dillgegend	433
Organische Phosphatlagerstätten	434
1. Organische Phosphate sedimentärer Entstehung	434
a) Bildungen des Festlandes	434
b) Bildungen unter Wasser	434

	Seite
2. Phosphate, entstanden durch chemische Umlagerung ursprünglich sedimentär abgesetzter organischer Phosphate	438
a) Phosphate, welche auf ursprüngliche Guanolager zurückzuführen sind	438
b) Chemisch umgelagerte Phosphate ursprünglich marin-sedimentärer Entstehung	441
3. Phosphatlagerstätten, entstanden durch mechanische Umlagerung ur- sprünglich sedimentär abgesetzter organischer Phosphate	443
Überblick über sonstige Rohstoffe der Phosphor- und Phosphat- industrie	444
Die Verbreitung der Phosphorsäure in der Natur	445
A. Die Phosphorsäure im Tierkörper	445
B. Der Phosphorsäuregehalt der Pflanzen	446
C. Der Phosphorsäuregehalt der irdischen Gewässer	447
D. Der Phosphorsäuregehalt des Ackerbodens	447
E. Der Phosphorsäuregehalt der Gesteine	448
Die Verwendung der Phosphate	448
Gewinnung und Verarbeitung der Phosphate	449
Bewertung und Preise von Phosphaten	450
Geschichtliche und statistische Mitteilung	461

Verzeichnis der Abbildungen

	Seite
Figur 1. Die Graphitvorkommen der Umgegend von Pfaffenreuth. (Nach Weinschenk-De Launay.) Maßstab 1:146 000	7
„ 2. Geologische Karte der Umgegend von Passau. (Nach C. W. v. Gümbel-De Launay). Maßstab 1:100 000	9
„ 3. Graphitgneis von Pfaffenreuth bei Passau. Vergrößerung 71	13
„ 4. Graphitgneis von Passau. Vergrößerung 71	14
„ 5. Die Graphitlagerstätte der Olschschächte bei Schwarzbach in Böhmen. (Nach Breitskopf)	19
„ 6. Profil durch den Graphitbergbau von Krumau in Böhmen. (Nach A. Pallausch)	20
„ 7. Verteilung der verschiedenen Graphitsorten im Florianilager zu Schwarzbach. (Nach A. Pallausch)	21
„ 8. Die Graphitlager bei Mährisch-Altschloß-Goldenstein. (Nach F. Kretschmer)	25
„ 9. Profil der Schweiner Graphitmulde. (Nach F. Kretschmer)	28
„ 10. Die Graphitmulde von Schweine. (Nach F. Kretschmer)	29
„ 11. Karte der Graphitzone der Kottischen Alpen. (Nach Novarese.) Maßstab 1:250 000	42
„ 12. Geologische Karte der Graphitlagerstätte Alibert in Ost-Sibirien. (Nach M. Jaczewski-De Launay)	46
„ 13. Graphit, verwachsen mit Ägirin im Eläolithsyenith der Alibertgrube, Ost-Sibirien. Vergrößerung 71	47
„ 14. Profil und Grundriß der Graphitgrube Borrowdale in Cumberland. (Nach E. H. Davies)	50
„ 15. Graphit-Rosetten von Ceylon in ca. $\frac{1}{3}$ natürlicher Größe	57
„ 16. Übersichtskarte der wichtigsten Diamantlagerstätten von Süd-Afrika. (Nach Wagner)	92
„ 17. Die Diamantgruben von Griqualand-West. (Nach Wagner-Bergeat-Stelzner)	93
„ 18. Grundrisse von einigen wichtigen Diamantgruben. (Nach Wagner)	96
„ 19. Profil durch die Kimberley-Pipe	97
„ 20. „Hard Blue Ground“ der De Beers Mine. Etwa $\frac{1}{3}$ vergrößerter Dünnschliff	100

	Seite
Figur 21. Glimmerarmer Kimberlit von der 2040 Fußsohle der De Beers Mine. Vergrößerung ca. 30	103
„ 22. Glimmerreicher Kimberlit der Grube II, Newlands Mine. Vergrößerung ca. 30	104
„ 23. Diamant, eingewachsen in „Blue Ground“. Natürliche Größe	112
„ 24. Der Cullinan-Diamant. In natürlicher Größe	113
„ 25. Glimmerarmer Kimberlit von „Snake Rock“, De Beers Mine. Vergrößerung ca. 30	117
„ 26. Blick in den „Krater“ der Kimberley-Grube von der westlichen Seite	118
„ 27. Querschnitt durch die De Beers-Gruben. (Nach Wagner)	125
„ 28. Karte des Vaalflusses	133
„ 29. Die Vaal-Schotter bei Windsorton	134
„ 30. Karte von Deutsch-Südwestafrika	137
„ 31. Die Verbreitung der Diamanten in Deutsch-Südwestafrika	139
„ 32. Die Aufbereitung der diamantführenden Dünenande in Deutsch-Südwestafrika	144
„ 33. Karte der Diamantfelder Brasiliens. (Nach Bauer)	148
„ 34. Karte der Umgegend von Diamantina, Brasilien. (Nach Bauer)	153
„ 35. Profil von „Agua Suja“. (Nach Porcheron)	156
„ 36. Geologische Karte der Diamantvorkommen in Arkansas. (Nach A. H. Purdue)	163
„ 37. Karte der Diamantvorkommen in Neu-Süd-Wales. (Nach M. Bauer)	165
„ 38. Karte der Diamantvorkommen auf Borneo. (Nach Bauer)	168
„ 39. Karte der Diamantvorkommen Indiens. (Nach Bauer)	172
„ 40. Karte der Schwefellagerstätten der Romagna und der Marken	189
„ 41. Karte der Schwefeldistrikte Siciliens	198
„ 42. Profil der Schwefelgrube „Stinecone“ im Norden von Serradifalco. (Nach Mottura)	200
„ 43. Profil der Schwefelgrube „Grasta“ bei Delia. (Nach Mottura)	201
„ 44. Profil der Schwefel- und Steinsalzgrube „Antinori“ bei Casteltermini. (Nach Mottura)	203
„ 45. Geschichtetes schwefelführendes Gestein der Grube „Solfara Grande di Sommatino“, Typus A. (Nach Mottura)	205
„ 46. Geschichtetes schwefelführendes Gestein der Grube „Solfara Grande di Sommatino“, Typus B. (Nach Mottura)	205
„ 47. Gebändertes schwefelführendes Gestein der Grube Gessolungo-Gaetani bei Caltanissetta. $\frac{1}{2}$ nat. Größe	206
„ 48. Schematisches Profil der discordanten Lagerung des Tones zwischen geschichtetem unterem und geschichtetem oberem Schwefelflöz in der Grube Gessolungo-Trigona bei Caltanissetta	206
„ 49. Schwefel, überkrustet von Quarz und jüngerem Schwefel	207
„ 50. Profil der Schwefelgrube südöstlich von Castrogiovanni. (Nach Mottura)	211
„ 51. Profil der Schwefelgrube „Messana“ bei Sommatino. (Nach Mottura)	212
„ 52. Profil der „Solfara Grande di Sommatino“. (Nach Mottura)	214

	Seite
Figur 89. Profil durch die Phosphatlager des Dyr und Kuif	354
„ 90. Profil durch den Kalaat es Senam	356
„ 91. Profil der Phosphatlager von Gafsa	359
„ 92. Ansicht eines Teiles des Phosphatbergbaues in Metlaoui	362
„ 93. Karte der Phosphatvorkommen von Tennessee. (Nach Hayes) .	378
„ 94. Profil durch die phosphatführenden Schichten von Tennessee .	379
„ 95. Profil durch den unteren Teil der Phosphatschichten von Montpellier, Idaho	388
„ 96. Karte der Phosphatvorkommen Westindiens	390
„ 97. Karte der Phosphatvorkommen der Südsee	402
„ 98. Schematisches Profil der Südseephosphate	403
„ 99. Oolithisches Phosphat der Insel Angaur	404
„ 100. Oolithisches Phosphat der Insel Angaur, vergrößert ca. 30 . .	405
„ 101. Karte der Phosphatinsel Nauru. (Nach Bower)	407
„ 102. Oolithisches Phosphat der Insel Makatea, Südsee	409
„ 103. Geschichtetes Phosphat der Koralleninsel Makatea	416
„ 104. Karte der Guanovorkommen an der Westküste von Südamerika. (Nach Ohlendorff)	418
„ 105. Brütende Pelikane auf der Chinchas-Insel	421
„ 106. Abbau der Guanolager auf Lobos de Afuera	426
„ 107. Phosphatkrusten-Struktur	440
„ 108. Phosphatisierte Koralle	441



Graphit.^{*)}

Mineralogischer Überblick.

Die Kristallform des Graphites¹⁾ ist hexagonal-rhomboedrisch²⁾. Seine Spaltbarkeit nach der Basis ist vollkommen. Er tritt selten kristallisiert auf (z. B. in körnigen Kalken), meist bildet er ausgefaserte und aufgeblätterte Aggregate. In blättrigen Massen hat er Metallglanz, in feiner Verteilung ist er erdig matt. Seine Farbe ist eisenschwarz bis dunkelstahlgrau, sein Strich schwarz und glänzend. Er färbt leicht ab, ist schneidbar und fühlt sich fettig an. Sein Härte ist 1, sein spezifisches Gewicht 2,1—2,3. Da er ein guter Leiter für Wärme und Elektrizität ist, fühlt er sich kalt an. Mit Molybdänglanz kann Graphit auf den ersten Blick leicht verwechselt werden. Er unterscheidet sich von diesem aber durch

*) Als allgemeine Graphitliteratur sei genannt: E. Donath, Der Graphit, eine chemisch-technische Monographie. Leipzig und Wien 1904. — F. Cirkel, Graphite its Properties, Occurrence, Refining and Uses. Ottawa (Canada) 1907. — A. Haenig, Der Graphit. Wien 1910.

¹⁾ R. Beck u. W. Luzi, Über die Bildung von Graphit bei der Kontaktmetamorphose. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1891. II. S. 28. — W. Luzi, Zur Kenntnis des Graphitkohlenstoffes. Berichte der Deutschen chemischen Gesellschaft. Berlin 1891. 24. Jahrg. S. 4085. — W. Luzi, Neue Mitteilungen über Kohlenstoff. Berichte der Deutschen chemischen Gesellschaft. Berlin 1892. 25. Jahrg. S. 214. — W. Luzi, Über Allotropie des amorphen Kohlenstoffes. Berichte der Deutschen chemischen Gesellschaft. Berlin 1892. 25. Jahrg. S. 1378. — W. Luzi, Über Graphit und Graphitit. Berichte der Deutschen chemischen Gesellschaft. Berlin 1893. 26. Jahrg. S. 890. — W. Luzi, Berichtigungen zu einer Abhandlung von Henri Moissan. Berichte der Deutschen chemischen Gesellschaft. Berlin 1893. 26. Jahrg. S. 1412. — H. Moissan, Préparation, en four électrique de graphites foisonnants. Comptes Rendues. Paris 1895. Bd. 120. S. 17. — H. Moissan, Étude de quelques variétés de graphite. Comptes Rendues Paris 1895. Bd. 121. S. 540. — E. Weinschenk, Über den Graphitkohlenstoff und die gegenseitigen Beziehungen zwischen Graphit, Graphitit und Graphitoid. Zeitschr. f. Kryst. und Min. Leipzig 1897. Bd. XXVIII. S. 291. — C. Hintze, Handbuch der Mineralogie. Leipzig 1904. S. 43. (Enthält auch zahlreiche Fundortangaben von Graphit.)

²⁾ Clarke, Sukow und Nordenskjöld betrachten ihn als monoklin.

seine Verbrennbarkeit und durch das Fehlen eines Schwefelgehaltes (Nachweis mit Lötrohr).

Im Dünnschliff ist Graphit von opakem, schwarzem Erze oft schwer zu unterscheiden. Man findet aber, daß der Graphit infolge seiner Weichheit beim Schleifen schmiert, so daß seine Umrisse selten scharf, vielmehr meist ausgeschmiert sind. Für X-Strahlen ist der Graphit ebenso wie der Diamant überaus durchlässig.

Der Name Graphit (von „graphein“ = schreiben) wurde zuerst von Werner gebraucht. Andere Bezeichnungen für dieses Mineral sind: Plumbago, Kish, Plombagine, Potelot, Aschblei, Reißblei, Fercarbure, Crayon noir, Black Lead, Carbo mineralis usw. —

Chemisch reiner Graphit besteht nur aus Kohlenstoff (C_n). In der Natur sind den meisten Graphiten jedoch andere Substanzen beigemengt. So enthalten fast sämtliche natürlichen Graphite einen geringen Gehalt an Wasserstoff. Derselbe wurde von Luzi (Berl. Ber. 1891, 24. 4085) an einigen Proben in folgender Menge festgestellt:

	Kohlenstoff	Wasserstoff
Graphit von Ticonderoga	99,87 Prozent	0,11 Prozent
„ „ Ceylon	99,82 „	0,17 „
„ „ Passau	99,93 „	0,05 „
„ „ Sibirien	99,89 „	0,10 „

Außerdem sind auch geringe Mengen von Stickstoff in vielen Graphiten durch die bekannte Reaktion als Berliner Blau nachweisbar. —

Von chemischen Reagentien wird Graphit sehr schwer angegriffen. Unter der Einwirkung von rauchender Salpetersäure und Kaliumchlorat verwandelt sich Graphit in goldgelbe Blättchen von Graphitsäure¹⁾, welche bei weiterer Oxydation in Mellitsäure übergeht. Bei der allmählichen Umwandlung in Graphitsäure werden die Graphitblättchen zuerst tief smaragdgrün, dann ohne Veränderung der Form gelbgrün und zuletzt weingelb, wobei wahrscheinlich eine fortgesetzte Zunahme des Sauerstoffgehaltes stattfindet. Diese bekannte Graphitsäurereaktion muß als wichtigstes Unterscheidungsmittel für die drei verschiedenen Modifikationen des Kohlenstoffes: Diamant, Graphit und amorphen Kohlenstoff gelten. Denn Diamant wird bei der Behandlung mit Kaliumchlorat und konzentrierter Salpetersäure gar nicht angegriffen; Kohle wird vollständig gelöst und Graphit verwandelt sich in Graphitsäure. Alle drei Modifikationen unterscheiden sich zudem in ihrem spezifischen Gewichte, welches bei Diamant 3,5—3,6, bei Graphit 2,1—2,3

¹⁾ Nach Luzi: $C_{24}H_9O_{13}$, nach Berthelot: $C_{28}H_{10}O_{15}$.

und bei amorphem Kohlenstoff ca. 1,57—1,88 beträgt. Was schließlich eine Unterscheidung zwischen Graphit einerseits und Koks und Retortengraphit andererseits anbelangt, so kann man diese Substanzen leicht durch ihr verschiedenes Verhalten gegenüber schmelzendem Natriumsulfat auseinanderhalten. Koks und Retortengraphit reduzieren Natriumsulfat sehr energisch; Graphit reduziert schmelzendes Natriumsulfat nicht.

Schafhäutl und Brodie fanden, daß gewisse Graphite beim Erhitzen auf Platinblech sich wurmähnlich zu dem 10—100fachen ihrer Massen aufblähen, wenn man sie vorher mit konzentrierter Schwefelsäure oder Salpetersäure, oder auch Salpetersäure und Kaliumchlorat behandelt. Andere Graphite gaben diese Reaktion nicht. Luzi nannte die ersten Graphite, die anderen Graphitite.

H. Moissan stellte fest, daß Graphit, welcher durch die Temperatur des elektrischen Ofens aus Diamant, Ruß oder Kohle dargestellt wurde, dieses Aufblähen nicht zeigte, während der in geschmolzenen Metallen kristallisierte Graphit stets die Aufblähungserscheinung der typischen Graphite gab.

E. Weinschenk beobachtete, daß dieses Aufblähen um so deutlicher wurde, je blättriger der untersuchte Graphit war. Die Aufblähungsreaktion wird nach Weinschenk dadurch hervorgerufen, daß der blättrige Graphit die Säure kapillar zunächst auf Spaltrissen aufsaugt und daß er dann beim Erhitzen durch die entstehenden und entweichenden Kohlendioxydgase nach den Spalt- und Gleitflächen auseinandergetrieben wird. Das Aufblähen ist daher nach Weinschenk kein Beweis für das Vorhandensein zweier Graphitmodifikationen. Von Donath und anderen wird jedoch trotzdem eine Verschiedenheit zwischen Graphit und Graphitit angenommen, die nach diesen Forschern in einem verschiedenen Molekularaufbau zu suchen ist.

Als Graphitoid bezeichnet man ein staubförmiges schwarzes Pigment, das selbst bei stärkster Vergrößerung keine kristalline Ausbildung mehr zeigt. Alle möglichen Übergänge zwischen Graphit, Graphitit und Graphitoid scheinen vorhanden zu sein.

Allgemein-geologischer Überblick über Graphitlagerstätten.

a) Das Nebengestein der Graphitlagerstätten.

Das Nebengestein der Graphitlagerstätten ist stets ein Eruptivgestein oder ein kristalliner Schiefer (im weitesten Sinne), nie aber ein noch unverändertes Sedimentgestein.

Graphite innerhalb von Eruptivgesteinen finden wir z. B. bei der berühmten, jetzt leider auflässigen Alibert-Grube auf dem Boto-golskij-Golez in Ostsibirien. Nebengestein der dortigen Graphite ist Nephelinsyenit.

In kristallinen Schiefern kennen wir abbauwürdige Graphite an vielen Orten. So haben die Graphite von Ceylon als Nebengestein Granulit, die von Bayern Cordieritgneis, manche kanadische Vorkommen kristallinen Kalkstein, die abbauwürdigsten Graphite des Staates New York Quarzit.

Auch die als Graphitschiefer oft bezeichneten Gesteine sind keine graphitführenden primären Tonschiefer, sondern graphitführende Phyllite und Glimmerschiefer oder kontaktmetamorph veränderte Tonschiefer.

b) Die Gestalt der Graphitlagerstätten.

Graphitlagerstätten können jede denkbare Form und Gestalt besitzen.

Unregelmäßige Putzen und Nester von Graphit sehen wir z. B. bei der Alibert-Grube in Ostsibirien.

Lagerförmige Graphitlagerstätten treffen wir in Steiermark und in Mähren.

Typische Graphitgänge sind von Ceylon, dann aber auch von einzelnen Lagerstätten Canadas, Nordamerikas und Indiens bekannt.

c) Begleitminerale des Graphites.

Ein für alle abbauwürdigen Graphitlagerstätten typisches Begleitmineral existiert neben dem Graphit nicht.

Als Begleitminerale findet man zunächst die betreffenden Gemengteile des Nebengesteins. Dieselben können bei der Aufbereitung des Graphitrohproduktes oder bei der späteren Verwendung der fertigen Graphitwaren störend wirken. Als lästiger Gemengteil einiger Lagerstätten ist vor allem Glimmer, Chlorit und Pyrit¹⁾ zu nennen, von welchen die beiden ersteren Mineralien nicht gern gesehen werden, weil sie wegen ähnlicher physikalischer Eigenschaften schwer vom Graphit zu trennen sind.

¹⁾ Der Pyrit, der bei vielen Graphitlagerstätten dem Graphit in großer Menge leider beigemischt ist, z. B. Mähren und Böhmen, kann bei organischer Entstehung des Graphites dem kohlenstoffhaltigen Sediment von Anfang an eigen gewesen sein, oder aber er ist später, zum großen Teil wohl noch vor der Graphitbildung, in die kohlenstoffhaltigen Sedimente eingedrungen und aus Lösungen durch die reduzierende Wirkung des Kohlenstoffs oder durch elektrolytische Prozesse ausgefällt.

Jede Pyritbeimengung setzt andererseits den Preis der fertigen Ware bedeutend herunter, da sie in der Eisenindustrie, die heute den größten Teil der Graphitproduktion verbraucht, durch ihren Schwefelgehalt schädlich wirkt.

Von sonstigen Mineralien ist das öftere Vorkommen von Rutil und Titanit, bisweilen auch von Apatit (Canada, Ceylon) zu erwähnen. Kaolin, Nontronit, Mog usw., die sich z. B. in den bayerischen Lagerstätten finden, sind Zersetzungsprodukte und gehören wahrscheinlich nicht zum primären Mineralbestand der Graphitlagerstätten.

d) Der Graphitgehalt der Graphitlagerstätten.

Der Graphitgehalt der abbauwürdigen Graphitlagerstätten ist großen Schwankungen unterworfen.

So beträgt der Graphitgehalt der Feldspatquarzite des Staates New York nur 5—15 Prozent. Die dortige Dixon Crucible Company hatte vor Jahren in ihren Gruben noch einen durchschnittlichen Graphitgehalt von 10 Prozent, während der Graphitgehalt 1908 bis auf 3, ja sogar 2,5 Prozent gesunken war, und dennoch mit Erfolg abgebaut wurde. Die Abbauwürdigkeit wird hier in erster Linie erreicht durch die Menge des Rohmaterials.

Die steirischen Rohgraphite enthalten 42—87 Prozent Kohlenstoff. Sie treten in großen Mengen auf, sind aber auch mit Mineralien vergesellschaftet, welche die Aufbereitung stören, wie mit Chlorit und Glimmer.

Der prima Rohgraphit von Ceylon führt sogar 95—98 Prozent C, während die minderwertigen Sorten von Ceylon immer noch 80—85 Prozent aufweisen. Letztere Vorkommen finden sich jedoch nicht in großen Massen, sondern nur in schmalen Gängen.

Für die Abbauwürdigkeit einer Graphitlagerstätte sind demnach außer den örtlichen Verhältnissen und dem Kohlenstoffgehalte der Lagerstätte vor allem auch Mächtigkeit des Vorkommens und Charakter der Nebengemengteile bestimmend.

e) Sekundäre Teufenunterschiede bei Graphitlagerstätten.

Graphit ist ein Mineral, welches den Agentien der Zersetzung sehr lange widersteht. Eine Änderung im Kohlenstoffgehalte am Ausgehenden einer Graphitlagerstätte ist deshalb nur in geringem Maße nachweisbar. Der Graphit oxydiert sich nur wenig in seinem Ausstrich und der Graphitverlust ist deshalb minimal. Äußerlich verliert der Graphit am Ausgehenden häufig seinen Glanz, so daß er dann matt und erdig aussieht.

Trotzdem kann man bei vielen Graphitlagerstätten von einem eisernen Hute reden, der aber nur durch Zersetzung des häufig beigemengten Pyrites entsteht. Die Erscheinungen dieses eisernen Hutes sind analog den Zersetzungserscheinungen anderer kieshaltiger Gesteine. Der Graphit selbst wird durch die hierbei frei werdende Schwefelsäure kaum angegriffen, so daß er meist vollkommen frisch in einer durchaus zersetzten Gesteinsmasse eingeschlossen ist, die, wie in Böhmen und Bayern, den Abbau sehr erleichtert. Der Ausstrich der Graphitlagerstätten ist daher oft (wie z. B. an manchen Stellen in Böhmen und Mähren) nicht nur durch Graphit geschwärzt, sondern auch durch Brauneisenerz braun gefärbt.

Innerhalb der Hutzone einer Graphitlagerstätte kann mitunter auch eine Anreicherung an Graphit auftreten. Diese Anreicherung wird hervorgerufen durch Auflösung und Fortführung der dem Graphit beigemengten Verunreinigungen. So hat man im Mugrauer Graphitwerk bei Schwarzbach in Böhmen z. B. festgestellt, daß der Graphit an denjenigen Stellen sehr rein ist, wo zwischen Kalkstein und graphitführenden Schichten nur eine geringe wasserdurchlässige Gneisschicht vorhanden war, während bei einer großen Mächtigkeit dieser Gneisdecke der Graphit durch Ton und Kaolin stark verunreinigt war. Diese Anreicherung des Graphites wird wohl mit Recht auf eine Auslaugung der tonigen Beimengungen zurückgeführt.

f) Graphitstrukturen.

Der Struktur nach werden im Handel fast überall zwei Sorten von Graphit unterschieden, dichter (meist genannt „amorpher“) Graphit und kristalliner Graphit.

Der dichte Graphit, wie er in Steiermark, in Mähren und an vielen anderen Stellen auftritt, ist meist erdig und matt. Als besondere Struktur dieses dichten Graphites mag die holzähnliche Faserstruktur gewisser Sorten der Alibert-Grube in Sibirien gelten, die oft Seidenglanz besitzt. Auch Graphitdendriten, wie sie z. B. im Granulit von Pöchlarn (Niederösterreich) auftreten, mögen anhangsweise hier genannt sein.

Der kristalline Graphit ist entweder in kleinen und größeren Schuppen fein verteilt im Nebengestein, z. B. im Gneis des Bayerischen Waldes, oder er tritt innerhalb von Gängen in größeren, kompakten Massen auf (Ceylon, Canada). In letzterem Falle stehen alsdann seine Blättchen oft senkrecht zum Salbande (Kammstruktur) oder sie bilden im Gange rosettenartige Aggregate. (Siehe Fig. 15.)

Beschreibung einzelner Lagerstätten.

Die Graphitlagerstätten Europas

(inklusive russisch Asien).

Die bayerischen Graphitlagerstätten.

Im Bayerischen Walde finden sich an zahlreichen Stellen Graphite. Dieselben reichern sich aber nur nordöstlich von **Passau** zu größeren Lagerstätten an. Ihr geologisches Auftreten beschreiben uns Gumbel und Weinschenk¹⁾.

a) Geologische Beschreibung der Vorkommen.

Das Hauptgestein dieses ganzen Graphitgebietes ist Cordieritgneis, der besonders an der Peripherie des Gebietes typisch entwickelt ist.



Figur 1.

Die Graphitvorkommen der Umgegend von Pfaffenreuth.

(Nach Weinschenk-De Launay.) Maßstab: 1:146000.

Im Norden, Osten und Westen sind diese Gneise von großen Granitmassiven umgeben (Fig. 1.) Verschiedene Schiefer und Massengesteine sind in Form von Lagern und Stöcken zahlreich den Gneisen zwischengeschaltet. So findet man, von den randlichen Granitintrusionen abgesehen, am Nordrande zwei mächtige Stöcke von Hornblendegabbro

¹⁾ C. W. Gumbel, Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges etc. Gotha 1878. — H. Putz, Die Graphiterde des Passauer Waldes, deren Reinigung und Wertbestimmung mit Rücksicht auf die Konkurrenz durch den Ceylon-Graphit. XIII. Bericht des Naturhist. Vereins in Passau für die Jahre 1883 bis 1885. Passau 1886. — E. Weinschenk, Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten.

(= Bojit Weinschenk). Dasselbe Gestein (von Gumbel als Diorit bezeichnet) tritt auch als lagerförmiger Begleiter der Graphitlinsen im Lagerkomplex bei Pfaffenreuth und bei Oberötzdorf auf. Ferner sind in Begleitung der Graphitlinsen, vor allem bei Pfaffenreuth-Kropfmühle, Lager und Gänge eines alkalireichen Hornblendeporphyrites (= Vintlit Rosenbusch) vorhanden. Graphit fehlt in den Vintliten und Bojiten. Nur am Kontakte zum Graphitschiefer enthalten diese Gesteine mitgerissene Schollen von Schiefer und auch einzelne mitgerissene kleine Graphitschuppen.

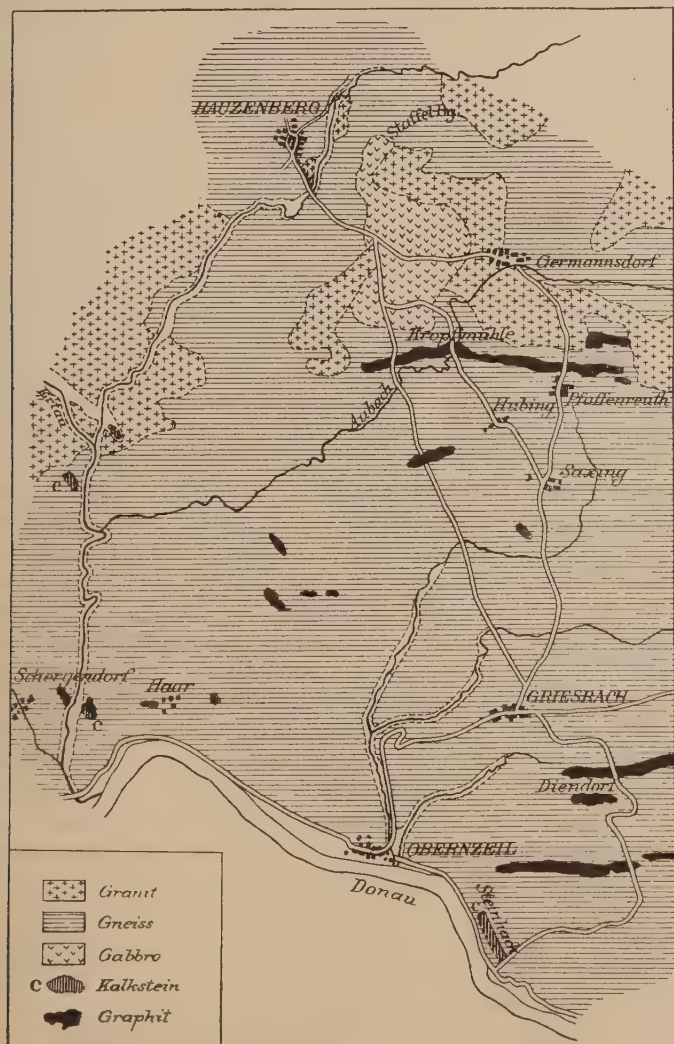
Verbreitet unter den Nebengesteinen der Graphitlager sind ferner titanitreiche Syenite, die fast nur aus Orthoklas und wenig Augit bestehen. Ihre Struktur erinnert oft an die der Pegmatite. Die frischen oder zersetzten Feldspäte dieser Syenite enthalten bisweilen Graphit eingeschlossen. Charakteristisch für diese Gesteine ist neben Titanit das Auftreten von Skapolith (Var. Passauit). Ein häufiges Nebengestein der Graphitlagerstätten ist auch körniger Kalk mit idiomorphen Graphitkristallen und zahlreichen Kontaktmineralien. Von letzteren sind vor allem zu nennen: Forsterit, Spinell, Phlogopit, Pargasit, diallagartiger Augit, Granat, Wollastonit und Chondroit. Diese Kontaktmineralien treten oft in solcher Menge auf, daß Calcit ganz zurücktritt und eigentliche Silikathornfelse entstehen. Beim Auflösen in Salzsäure geben selbst die reinsten Varietäten dieses Kalksteines einen Geruch, der auf das Vorhandensein flüchtiger Kohlenstoffverbindungen hinweist. Letztere können sich nach Weinschenk mitunter so anreichern, daß der Kalkstein geradezu als Stinkkalk bezeichnet werden kann. Granulite und Glimmerschiefer sind als Nebengesteine seltener.

Der Graphit ist im Passauer Gebiet meist konkordant den Gneisen resp. Glimmerschiefern (z. B. bei Oberötzdorf) eingelagert. Im Liegenden der Lagerstätte findet sich oft Kalkstein oder Syenit, die beide in geringer Menge Graphit enthalten können. Im Hangenden erscheint bisweilen Granit oder eines der Plagioklasgesteine. Granitgänge durchsetzen zudem die Lagerstätte. Diese Granitgänge haben oft auch mitgerissene Graphitschuppen eingeschlossen.

Die wichtigsten Graphitlagerstätten des Passauer Gebietes liegen an der nördlichen und östlichen Peripherie des Cordieritgneisterrains. Es seien

I. Die Graphitlagerstätten des bayerisch-böhmischen Waldgebirges. München 1897. Abdruck aus den Abhandlungen der k. bayer. Akademie der Wissensch. II. Cl. XIX. Bd. II. Abt. — E. Weinschenk, Beiträge zur Mineralogie Bayerns. Ztschr. f. Kryst. u. Mineral. Leipzig 1897. Bd. XXVIII. S. 135. — E. Weinschenk, Über einige Graphitlagerstätten. Z. f. pr. G. 1897. S. 286. — Eigene Beobachtungen des Verfassers im bayerischen Wald bei Passau, Herbst 1909.

hier vor allem die Lager von Pfaffenreuth-Kropfmühle im Norden (Fig. 2), von Oberötzdorf und Pelzöd in der Mitte und von Diendorf und Willersdorf



Figur 2.

Geologische Karte der Umgegend von Passau, nach C. W. v. Gümbel-De Launay.
Maßstab 1:100 000.

im Süden des Ostrandes genannt. Das Aussehen des hier geförderten Graphites ist grobschuppig im Gegensatz zu den weniger wertvollen und dichterem Graphiten aus der Mitte des Gneiskomplexes, wo Graphitgneise z. B. bei Schaibing, bei Haar und bei Schergendorf vorkommen.

Die Gestalt der bayerischen Graphitlagerstätten ist nicht die eigentlicher Flöze, sondern mehr die rasch sich auskeilender Linsen und Putzen, die sich aber öfters zu Lagerzügen vereinen.

Das Muttergestein der bayerischen Graphite, der Graphitgneis, ist vielfach vollständig zersetzt. Graphitrohprodukt wird daher gewöhnlich in Form eines sandigen Lettens aus der Grube gefördert, was dem Abbau sehr zustatten kommt. Unter den Zersetzungsprodukten dieser Gneise herrscht vor allem Kaolin vor. Derselbe wurde früher in vielen Gruben auch gewonnen. Heute wird er nur noch in der Nähe von Willersdorf abgebaut. Das zweithäufigste Zersetzungsprodukt ist der von Weinschenk nachgewiesene Nontronit, eine dem Kaolin entsprechende Eisenoxydverbindung. Opal und asbestartiger Amphibol ist ihm bisweilen beigemengt. Schließlich ist unter den Umwandlungsprodukten auch noch ein dunkelbrauner Mulm, der sog. Mog, zu nennen, der hauptsächlich aus wasserhaltigem Mangansuperoxydsilikat besteht. Von den anderen Nebengesteinen der Graphitschichten ist Syenit und Gneis auf eine gewisse Entfernung hin ebenfalls noch stark zersetzt, während Granit und Plagioklasgesteine keine besonders intensive Zersetzung zeigen. Die letzteren Eruptivgesteine sind nach Weinschenk jünger als die Graphitbildung. Dasselbe kann man schließen aus ihrem Auftreten auf Verwerfungsklüften innerhalb der Graphitlagerstätten, und aus ihrer Struktur, welche durch tektonische Einflüsse nicht gestört ist. Der Graphit dieses Gebietes ist nach Weinschenk vor allem an die glimmerreichen und kataklastischen Partien des Cordieritgneises gebunden. Mit Biotit ist er meist eng verwachsen. Bisweilen hat sich Graphit auch an den Grenzen einzelner Mineralkörner oder auf Rissen angesiedelt. In Feldspat oder Quarz eingeschlossene Graphitblättchen sind selten. Charakteristisch für die Graphitlagerstätten ist das Vorkommen von Rutil und Pyrit. Rutil ist in den normalen Cordieritgneisen nicht sehr häufig, dagegen ein ständiger Gemengteil der graphitführenden Gneise. Pyrit durchadert in kleinen Gängen bisweilen das Gestein.

Der Wert des Graphites wird durch höheren Pyritgehalt natürlich sehr heruntergedrückt, da abgesehen von dem störenden Einfluß des Schwefels bei der Schmelztiegelfabrikation auch die Gewinnungskosten durch die größere Härte des Gesteines höhere werden.

Eingeschlossen in den Graphitschiefern sind bisweilen Knauern und Linsen graphitarmer bis -freier Gesteine, die sich als glimmerarme Gneise zu erkennen geben, wie man sie auch im graphitfreien Gneisgebiete antrifft. Neben Oligoklas führen dieselben öfters einen blauen, manganhaltigen Quarz, welcher sehr dem Cordierit ähnelt. Bei Winkelacker und Hinterwiese sind auch kleine typische Graphitgänge in Graphitgneis aufgefunden. Dieselben durchziehen den dortigen, selbst stark graphitführenden Gneis in den verschiedensten Richtungen und rufen beim ersten Anblick den Eindruck einer durch Graphit verkitteten Breccie hervor.

b) Die Entstehung der bayerischen Graphitlagerstätten.

Die Entstehung der Graphitlagerstätten des Bayerisch-Böhmischen Waldes ist nach Weinschenk¹⁾ anorganischen Ursprungs und pneumatolytischen Prozessen zuzuschreiben.

In seiner bekannten Arbeit „Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten“ (Abhandlungen der Akademie der Wiss., II. Cl., XIX. Bd., II. Abt., München 1897) beschließt Weinschenk seine Ausführungen über die Graphitlagerstätten des Bayerisch-Böhmischen Wald-Gebirges mit folgenden Worten:

„Die Bildung der Graphitlagerstätten im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge ist daher am wahrscheinlichsten auf gasförmige Exhalationen von nicht allzuhoher Temperatur zurückzuführen, welche vermutlich von dem an der bayerisch-österreichischen Grenze selbst anstehenden Granitmassiv ausgegangen sind. Diese Exhalationen, in welchen vermutlich Kohlenoxyd neben Kohlenoxydverbindungen von Eisen und Mangan, ferner Cyanverbindungen von Titan, Kohlensäure und Wasser die Hauptbestandteile ausmachten, durchdrangen das Nebengestein, indem sie vor allem die natürlichen Wege benützten und an solchen Stellen ihre Tätigkeit ausübten, wo an der Grenze verschieden biegsamer Gesteine infolge der Gebirgsfaltung schwache Stellen entstanden waren.

In diesen nun wurden am meisten wieder solche Partien angegriffen, in welchen entweder sich Mineralien mit sehr vollkommener Spaltbarkeit fanden, oder eine starke Zertrümmerung infolge des Gebirgsdruckes vorhanden war. Dort vollzog sich die Ablagerung des Graphites durch Zersetzung des Kohlenoxyds zum Teil unter starker Umwandlung und

¹⁾ Die von Weinschenk vertretene Ansicht einer anorganischen Entstehung der bayerischen Graphite wurde (wenn auch in etwas anderer Weise) früher (1879) als persönliche Vermutung schon von Bonnefoy ausgesprochen, der aber auch den dortigen Kalkstein als wohl sicher eruptiven Ursprungs bezeichnete.

Hydratisierung des Nebengesteins durch die beigemengten Agenzien, vor allem Kohlensäure und Wasser, zum Teil unter Zufuhr großer Mengen von Eisen und Manganoxiden durch die Carbonyle, stets aber begleitet von Oxydationsvorgängen und von der Bildung geringer Mengen von Rutil, wiewohl letzterer vielleicht auf beigemengte Dämpfe von Cyanverbindungen hinweist. Jedenfalls aber ist bei all diesen Prozessen die Mitwirkung organischer Substanz ausgeschlossen, sei es, daß man dieselbe als ursprünglichen Gemengteil des Gesteins ansehen möchte, sei es, daß man sie nach Art des Petroleums oder Asphaltes sekundär auf Küften dem Gestein zugeführt denkt.“

Hiernach betrachtet Weinschenk Kaolin, Nontronit und andere Zersetzungsprodukte als Bildungen, die gleichzeitig mit dem Graphit des Bayerisch-Böhmischen Waldes entstanden, und zwar durch Exhalationen von seiten eines erkaltenden Granitmassives.

Da sich bei diesen Exhalationen wasserhaltige Mineralien, wie Kaolin bildeten, so konnte folgerichtig auch die Temperatur bei Bildung des Graphites nicht allzuhoch sein.

Graphitbildung bei nicht allzuhoher Temperatur wurde aber auf künstlichem Wege 1869 schon erreicht durch Versuche von Gruner, welcher bei 300° Kohlenoxydgase über Eisenerze leitete und hierbei Graphit erhielt.

Da unter den heutigen Begleitmineralien des Graphites im Böhmischem-Bayerischen Walde sich ferner auch viele oxydreiche Mineralien befinden, so scheinen während der Graphitbildung auch Oxydationsprozesse eine große Rolle gespielt zu haben. Dieses würde bei Annahme von Kohlenoxydgas als Kohlenstoffträger der Fall sein, während Exhalationen von kohlenwasserstoffhaltigen Gasen gerade umgekehrt, nämlich reduzierend, gewirkt hätten.

Gegen diese Weinschenksche Anschauung, deren Möglichkeit an und für sich nicht zu bestreiten ist, lassen sich aber folgende Bedenken anführen.

Zunächst ist es durchaus nicht bewiesen, daß die in den Graphitlagerstätten Böhmens und Bayerns auftretenden Zersetzungsprodukte wie Kaolin, Nontronit, Mog usw. zu gleicher Zeit wie der Graphit gebildet wurden. Kaolin und Graphit sind im Bayerischen Walde zwar sehr oft vereint. Es gibt im Bayerischen Walde aber auch Kaolinvorkommen, welche nicht mit Graphit aufs engste verknüpft sind.

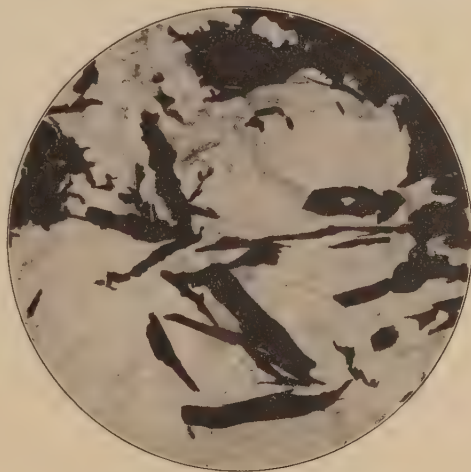
Ferner berichtet schon Gumbel¹⁾, daß bei den bayerischen Graphitvorkommen die Zersetzung des Gesteines nach unten zu abnimmt, was

¹⁾ Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Prof. Dr. Putz in Passau an den Verfasser (9. März 1910) ist diese Ansicht Gumbels an und für sich nicht haltbar. Es sollen vielmehr weiche und harte Graphitgneise abwechseln

auch von verschiedenen Graphitlagerstätten Mährens bekannt ist. Würde sich diese Ansicht allgemeiner bestätigt finden, so wäre die Kaolinisierung in Graphitlagerstätten als Oberflächenzersetzung und nicht als (eventuell postvulkanische) Zersetzung von unten her zu deuten.

Sodann gibt es im Böhmischo-Bayerischen Walde nicht nur Kaolinlager ohne Graphitführung, sondern auch graphitführende Gesteine ohne Zersetzungsprodukte. Derartige Graphitgneise liegen uns im Dünnschliff vor. Sie zeigen ein ganz frisches Gemenge von Feldspat, Graphit, Quarz, Glimmer und anderen Mineralien ohne die geringsten Anzeichen einer Kaolinisierung oder sonstigen Zersetzung (Fig. 3 u. 4).

Auch Nontronit, ein Mineral, das von Weinschenk als beinahe typisch für gewisse Graphitlagerstätten bezeichnet wird, kommt z. B. an vielen Stellen in Mähren als oberflächliches Zersetzungsprodukt ohne Graphit vor. Bergeat hat die Bildung von Nontronit durch Oberflächenzersetzung an amerikanischen Vorkommen auch nachgewiesen (Zentralbl. f. Min., Geol., Pal. 1909, S. 161). Seine Untersuchungen beziehen sich vor allem auf Nontronit der Gegend Concepcion del Oro in Mexiko, wo Wollastonit durch Zersetzungsprodukte eines Kupferkieses in Nontronit übergeführt ist.



Figur 3.

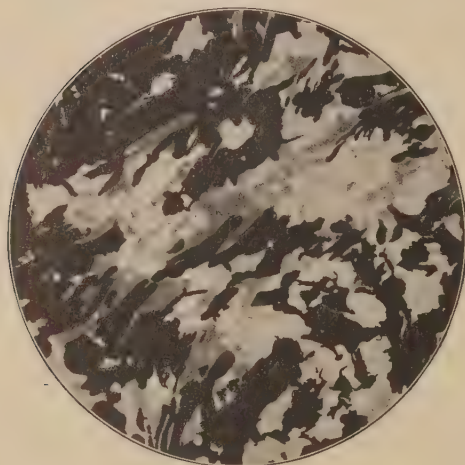
Graphitgneis von Pfaffenreuth bei Passau. Graphit (dunkel) ist in Leistenform verwachsen mit Quarz und mit frischem Feldspat. Vergrößerung 1:71.

Wir selbst halten Graphitbildung und Kaolinisierung bei den bayerisch-böhmischen Graphitlagerstätten für keine gleichzeitigen Bildungen. Nach unserer Ansicht ist die Kaolinisierung und die sonstige Zersetzung des graphitführenden Gesteins jüngeren Datums und als Oberflächenzersetzung

und oft ganz nahe beieinander vorkommen. Als Studium wird besonders die Grube Kropfmühle empfohlen. „Die gleiche Erscheinung tritt bei den graphitfreien Gneisen und auch bei Graniten auf, die stark zersetzt und wenig angegriffen oft nahe beisammen vorkommen.“

zu deuten. Diese Zersetzung wurde vor allem durch die Zersetzung des beigemengten Pyrites und durch die Wirkung der hierbei frei werdenden Schwefelsäure erreicht. Sulfate sind in diesen Lagerstätten, besonders in Böhmen, keine Seltenheit. Es sei nur erinnert an den Ihleit (ein wasserhaltiges Eisensulfat) von Schwarzbach und an Vitriolstalaktiten, die man in Böhmen, noch mehr aber in mährischen Graphitlagerstätten findet.

Ebensowenig wie bei der Kaolinisierung im Böhmisches-Bayerischen Walde erblicken wir aber auch in der Graphitbildung dieses Gebietes das Produkt postvulkanischer Exhalationen. Nach unserer Anschauung ist der Kohlenstoffgehalt der dortigen Graphite vielmehr zur Zeit der Gneis-



Figur 4.

Graphitgneis von Passau.

Graphit ist in Leistenform verwachsen mit Glimmer, frischem Feldspat und Quarz. Vergrößerung 1:71.

bildung schon vorhanden gewesen. Hierfür sprechen unzweideutig die Verwachsungserscheinungen zwischen Graphit und Silikaten in unzersetztem Gestein. Auf dieses Hauptargument gegen die Weinschenk'sche Ansicht hat von anderer Seite schon Barvi aufmerksam gemacht, indem er auf das wechselseitige Einschließen von Graphit und Gneisbestandteilen wie Quarz, Orthoklas und Oligoklas hinwies, was nur durch gleichzeitige Kristallisation dieser Mineralien zu erklären ist.

In den uns vorliegenden Schliffen sind diese Einschlüsse zahlreich vorhanden. Sie finden sich hier nicht nur in unregelmäßigen Streifen und Flecken, sondern auch in kleinen sechseckigen Täfelchen¹⁾, also in

¹⁾ Graphit wäre in diesen Dünnschliffen vielleicht mit Magnetit zu verwechseln, von dem sich die kleinen Einschlüsse aber vor allem durch ihre typischen sechseckigen Graphitumrisse unterscheiden. Von Magnetkies usw. unterscheidet sich der Graphit sofort durch seine Farbe bei Oberflächenbeleuchtung. Von Weinschenk wird als praktisches Erkennungszeichen der Graphite das Schmierens des Graphites beim Schleifen genannt, wodurch die Umrisse dieses Minerals im Dünnschliff meist nicht scharf, sondern wie ausgefranst erscheinen.

idiomorphen Kristallen. Die vielleicht zu äußernde Ansicht, man habe es in diesen Graphiteinschlüssen nur mit quergeschnittenen Durchragungen oder Kanälen zu tun, ist durch das Auftreten dieser idiomorphen Kristalle unmöglich gemacht. Auch die so häufig mit Glimmer verwachsenen Graphitpartien rufen durchaus nicht den Eindruck einer späteren Zuführung des Graphites hervor, da irgendwelche Zufuhrkanäle oder sonstige Zeichen späterer Zuführung in einem frischen Schliffe fehlen.

Auch Weinschenk selbst mußte derartige Einschlüsse von Graphit in Feldspat und Quarz beobachten und hat sie demzufolge auch in seiner petrographisch meisterhaften Arbeit über die bayerisch-böhmischen Graphitlagerstätten (lit. cit., S. 547 bzw. 39) wie folgt beschrieben:

„In anderen Fällen“ (vorher war die Verwachsung zwischen Graphit und Biotit besprochen) „legen sich die Graphitblättchen auf die Grenze zweier beliebiger anderer Gesteinsgemengteile, deren sämtlichen Unebenheiten sie folgen, und man beobachtet dann die im höchsten Grade merkwürdige Erscheinung, daß ein solches Blättchen, welches sich in der Hauptsache allen Unebenheiten anpaßt, gegen das Ende zu plötzlich ohne erkennbare Ursache umbiegt und nun in eines der beiden begrenzenden Mineralkörner hineinragt (Taf. I, Fig. 4 seines Werkes).

Seltener sind größere Graphitblättchen im Feldspat oder Quarz als Einschlüsse zu beobachten; eine gesetzmäßige Art der Einlagerung ist dann nicht zu erkennen.

Verhältnismäßig wenig häufig finden sich neben den schuppigen, aufgeblättern und verbogenen Granitblättchen, welche überall die Hauptmasse bilden, winzige Individuen des Minerals, welche nicht die langleistenförmigen Querschnitte geben, sondern im Durchschnitt mehr eiförmig erscheinen. Sie sind namentlich als Einschlüsse im Feldspat beobachtet worden und zeigen bei stärkeren Vergrößerungen verhältnismäßig wohl ausgebildete Kristallform.“

Die Dünnschliffuntersuchung frischer graphitführender Gesteine weist daher unwiderleglich nach, daß der Graphit dieser frischen Gesteine sich gleichzeitig mit der Kristallisation des Nebengesteines gebildet hat und nicht später erst durch postvulkanische Exhalationen in den schon fertigen Gneis usw. eingeführt wurde.

Da es aber unthunlich ist, im böhmisch-bayerischen Grenzgebirge einen Unterschied zu machen zwischen der Entstehung eines Graphites im jetzigen frischen Gestein und eines Graphites im jetzigen zersetzten Nebengestein, so müssen wir auch im allgemeinen für den gesamten Graphit des Böhmisches und des Bayerischen Waldes den Gedanken einer

postvulkanischen pneumatolytischen Entstehung im Zusammenhang mit der dortigen Granitintrusion von der Hand weisen.

Die Entstehung des Graphites des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges ist durch diese Ablehnung der Weinschenksehn Ansicht natürlich keineswegs geklärt. Müßte man sich zurzeit eine bestimmte Ansicht bilden, so würden wir uns selbst der alten Anschauung zuwenden, nach der die Graphitlagerstätten umgewandelte, kohlenstoffreiche, organische Sedimente sind. Graphitschiefer und Graphitgneis dieser Gegend wäre dann ebenso wie der sie begleitende Kalkstein in seiner Hauptmasse sedimentärer Entstehung. Hierfür würden ferner auch die Lagerungsverhältnisse sprechen. Die Graphitvorkommen sind in Böhmen wie in Mähren meist typische Lager, während allerdings die bayerischen Lagerstätten, die in viel stärker metamorphosiertem Gestein auftreten, in linsenförmigen Lagerzügen sich anordnen.

Die Kräfte, welche die Umwandlung kohlenstoffhaltiger Substanzen in Graphit verursachten, wären nach der geäußerten Anschauung dieselben wie die, welche die Gesteine metamorphosierten. Eine Antwort auf die Frage nach der Entstehung des Graphites fällt demnach zusammen mit einer Antwort auf die Frage nach der Entstehung der dortigen kristallinen Schiefer.

Auf diese zwar zeitgemäßen, aber überaus schwierigen Fragen sei hier nicht näher eingegangen. Es sei nur erinnert, daß sich teils mit dem Graphit zusammen, teils in seinem direkten Nebengestein zahlreiche Kontaktminerale finden. Die Kontaktminerale der Kalksteine des Bayerischen Waldes (z. B. Kropfmühle) sind in den meisten mineralogischen Sammlungen der Welt vertreten. Und auch in Schwarzbach hat Barvi^v im dortigen Graphit in großer Menge ein Kontaktmineral: Skapolith nachgewiesen, der früher oft mit Feldspat verwechselt wurde. Skapolith und Graphit können sich hier in Schwarzbach wechselweise einschließen, wodurch eine gleichzeitige Kristallisation beider Mineralien bewiesen ist.

Ob die große Granitintrusion des Böhmischo-Bayerischen Waldes für diese Kontakterscheinungen verantwortlich ist, möge hier ebenfalls nicht erörtert werden. Hervorgehoben sei nur, daß auf bayerischer Seite die Graphitvorkommen weiter weg vom Hauptgranitmassive (z. B. Schaibing, Haar) noch heute ziemlich dicht sind, während sie in der Nähe des Granitmassives grobkristallin auftreten und bisweilen sogar in zwar durchaus untergeordneten, aber charakteristischen Gangtrümmern den Gneis durchschwärmen, — Gangtrümmern, deren Struktur durch ein Wandern des Kohlenstoffes wie beim Retortengraphit 'gedeutet werden kann. —

c) Geschichtliches und Statistisches.

Die Graphitindustrie im Bayerisch-Böhmischen Walde ist sehr alt. Schon in Reihengräbern aus prähistorischer Zeit fand man Gefäße, welchen Graphit beigemischt war. Im Mittelalter benutzten die Alchemisten bereits in ihren Laboratorien Passauer Graphittiegel. Auch heute noch dient der meist grobschuppige Passauer Graphit zur Herstellung von Schmelztiegeln.

Die Aufbereitung geschieht im Passauer Gebiet meist durch Zerstampfen des Rohmaterials, welches oft nicht mehr als 20—25 Prozent Graphit enthält. Durch Ausblasen oder Aussieben wird dann dieser Graphitgehalt bis über 90 Prozent angereichert. —

Im Jahre 1908 waren in Bayern¹⁾ 35 einheitliche Graphitgruben mit 69 Schächten in Betrieb. Fünf derselben waren mit einer Graphitaufbereitungsanstalt verbunden. Die Zahl der beschäftigten Personen in den Graphitgruben betrug 146, in den Graphitaufbereitungsanstalten 72.

Die Gesamtförderung an Rohgraphit betrug im Jahre 1908: 5201 Tonnen, und der Gesamtwert der Jahresförderung rund 0,2 Millionen Mark. Der Wert für die Tonne Rohgraphit stellt sich hiernach auf 45,5 Mark.

Von dem geförderten Rohgraphit verarbeiteten die fünf Aufbereitungsanstalten 4849 Tonnen im Werte von rund 0,2 Millionen Mark. Hiervon wurden folgende Graphitverkaufsprodukte hergestellt: 734 Tonnen Raffinadegraphit im Werte von rund 0,4 Millionen Mark und 354 Tonnen Abfallgraphit im Werte von rund 0,01 Millionen Mark. Die Ausbeute an Raffinadegraphit berechnet sich hierdurch auf 15,1 Prozent, an Abfallgraphit auf 7,3 Prozent.

Die böhmischen Graphitlagerstätten.

Die wichtigsten Graphitvorkommen in Böhmen²⁾ sind die Lagerstätten von Schwarzbach und Krumau. Die Geologie der betreffenden Gebiete schildert uns Hochstetter, Bonnefoy, Pallausch und Weinschenk.

¹⁾ Nach Beilage zu Nr. 101 der Nachrichten für Handel und Industrie vom 29. September 1910. Zusammengestellt im Reichsamt des Innern.

²⁾ C. Peters, Die Kalk- und Graphitlager bei Schwarzbach in Böhmen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. IV. Wien 1853. — F. Hochstetter, Geognostische Studien aus dem Böhmerwalde. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1854. 5. 1. — Bonnefoy, Gîtes de graphite de la Bohême meridionale. Annales des mines. 1879. 157. — A. Pallausch, Die Graphitbergbaue im südlichen Böhmen. Berg- und Hüttenm. Jahrb. XXXVII. Bd. S. 95 ff., Wien 1889. — E. Weinschenk, Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. I. Die Graphitlagerstätten des Bayerisch-Böhmischen Waldgebirges. Wien 1897. Abh. d. k. bay. Ak. d. Wiss. II. Cl. XIX. Bd. II. Abt. — P. Wagner, Das Graphitlager von Schwarzbach in Böhmen. Naturw. Wochenschrift. Berlin 1898, XIII S. 113. — J. Breitschopf, Das Graphitvorkommen im südlichen Böhmen mit besonderer Berücksichtigung der Bergbaue Schwarzbach, Stuben und Mugrau. Öst. Zeitschr. f. B. u. H. W. 1910. S. 131 ff. — Eigene Studien des Verfassers in Schwarzbach und Krumau, Herbst 1909.

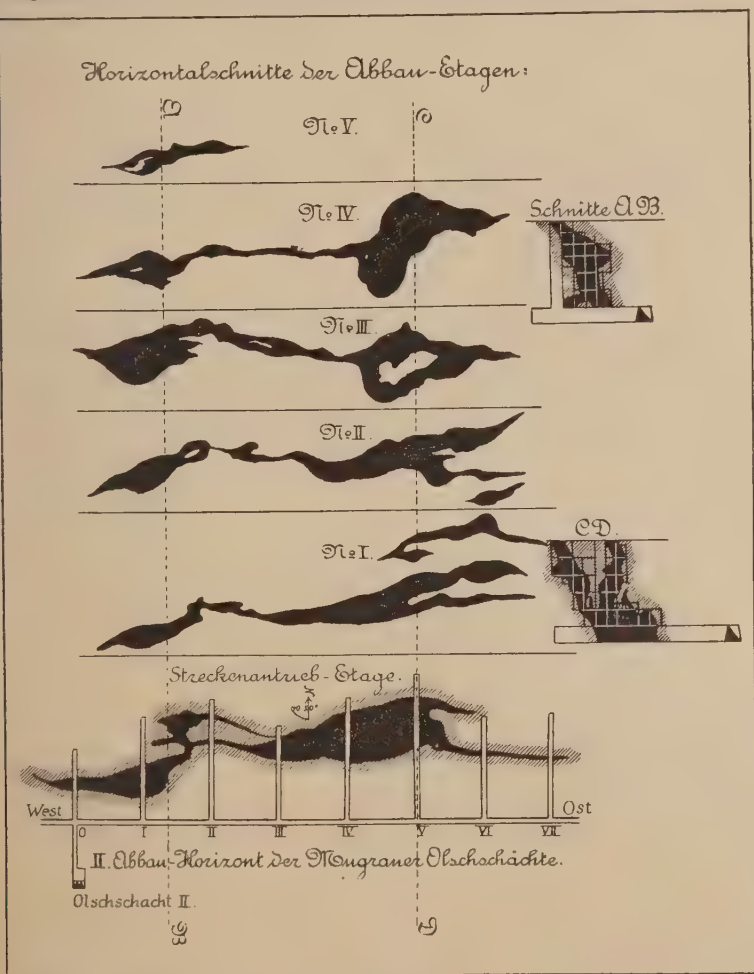
Die Graphite von **Schwarzbach** und **Krumau** sind ebenso wie die von Passau an Gneise gebunden, welchen Granulite, Glimmerschiefer und Kalksteine eingelagert sind. Im Gegensatz zu Passau sind in Böhmen die Kontakterscheinungen am Kalkstein aber nicht so intensiv wie in Bayern und tritt deshalb der spärliche Graphitgehalt der Kalksteine in der Regel nicht in idiomorphen Kristallen, sondern nur fein verteilt auf. Granitintrusionen sind in der Nähe der böhmischen Lagerstätten ebenfalls weit verbreitet. Bezeichnend ist es, daß in der Nähe dieser Intrusionen die Graphitlagerstätten oft gestört, verschoben und verworfen sind. Als Beispiel sei die Ablagerung des Mugrauer Bauernwerkes bei Schwarzbach genannt. Hier wurde durch Granit die teilweise Trennung und Abbiegung zweier Liegendgraphitstreifen verursacht. Man ersieht hieraus, daß diese Granite bedeutend jünger als der Kohlenstoffgehalt der Lagerstätten sind.

Die Gneise der Umgegend von Schwarzbach und Krumau sind in der Nähe der Graphitvorkommen zersetzt, ähnlich, wenn auch weniger intensiv, wie bei Passau. Als Zersetzungsprodukte findet man vor allem Kaolin, Nontronit, Opal und einen an Mangansuperoxydsilikat reichen Mulm. Interessant ist auch das gelegentlich nachgewiesene Vorkommen von Turmalin und Uranglimmer in den Graphitschichten von Schwarzbach.

Der Graphit selbst tritt im böhmischen Gebiete nicht ausschließlich in Linsenform auf, wie bei Passau, sondern oft in richtigen Lagern, welche eine große Mächtigkeit erlangen können und auf große Entfernung hin im Streichen und Fallen aushalten. Plötzliches Anschwellen und Einschnüren der Lager ist indessen nicht selten¹⁾ (Fig. 5). Ein Flöz von wenigen Zenti-

¹⁾ Die Fürst. Schwarzenbergische Bergwerkdirektion schreibt uns am 1. März 1910: Der fürstliche Bergbau erstreckt sich derzeit auf vier getrennte Baugebiete: 1. Hauptlager (Floriani), SW—NO streichend, oftmals von schwächeren Hangend- und Liegendlinsen begleitet. Im südlichen Teile besteht das Lager aus hartem Tertiärgraphit, die nordöstliche Fortsetzung enthält weichere Lagermassen, große Primärlinsen bergend; gegen NO läuft das Lager, hier Idalager genannt, in mehrfache Äste mit halbhartem Graphit aus. Jeder Horizont (12 m Abstand) zeigt ein anderes Bild. Solche „Lagerzüge“ sind in hiesiger Gegend vier nachgewiesen; dieselben sind stets durch mehr als 100 m mächtige Kalkschichten (auch Granit) getrennt. Die Summe aller Lagerzüge nennen wir „Lagerzone“. 2. Das parallele Adolf-Josef-Caroli-Lager, minder mächtig, viel gestörter, aber Carbon-reichere, flinzigere Rohgraphite enthaltend. Es ist das ein Liegendlager (300 bis 500 m Entfernung) ad 1. 3. Das Mugrauer Hauptlager SN streichend, wahrscheinlich eine Fortsetzung von 1; es enthält mächtige, harte Graphitlinsen mit weichen Kernlinsen. 4. Das Olschlager, WO streichend, vermutlich auch dem Zuge 1 oder 2 angehörig. Sehr mächtig, vielfach gestört, 60 Prozent Einlagerung enthaltend; nur weiche Graphite sehr schlechter oder sehr feiner Qualität aufweisend. Sowohl im Hangenden als auch im Liegenden dieser beiden Lagerzüge ist je ein Parallellagerzug durch Schürfbau konstatiert worden.

metern kann so bis über 20 m mächtig werden. Als Beispiel sei das Mugrauer Bauernwerk bei Schwarzbach genannt, welches aus vier Graphit-



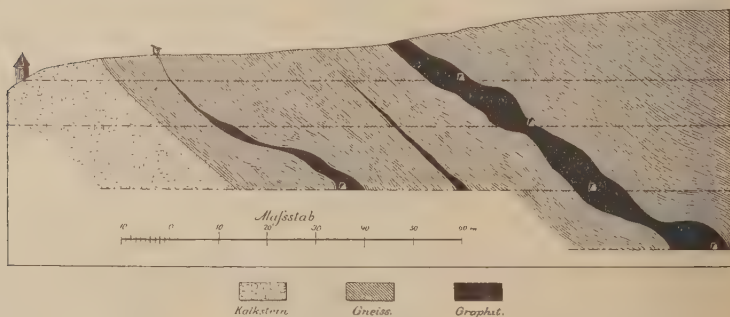
Figur 5.

Die Graphitlagerstätte der Olschächte bei Schwarzbach in Böhmen. (Nach Breitkopf.)

linsen besteht, die untereinander nur durch eine ganz schmale Gesteinschicht, das sog. Formationsschnürchen, zusammenhängen. Die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Graphitlinsen beträgt 10—22 m. Auch bei

Krumau besteht das Hauptlager aus vier großen, aber sehr unregelmäßigen bis 10 m mächtigen Graphitlinsen, welche nur durch eine kaum bemerkbare dünne Schicht von tonigem Graphit verbunden sind (Fig. 6).

Das Hauptstreichen der Graphitlagerstätten von Schwarzbach und Krumau ist entsprechend dem des Gneises Nordost bis Ost. Das nordwestliche bis nördliche Einfallen wechselt zwischen 40° und 70° und beträgt nur selten weniger als 35° . Der stete Begleiter des Graphites ist kristalliner Kalkstein, der aber nur selten das unmittelbare Hangende oder Liegende der Lagerstätte bildet, meist vielmehr durch eine dünne Gneisschicht vom Graphit getrennt ist. Zwischen hangendem Gneis und Graphitlager schiebt sich oft eine mit Kies und vor allem dessen Zersetzungs-



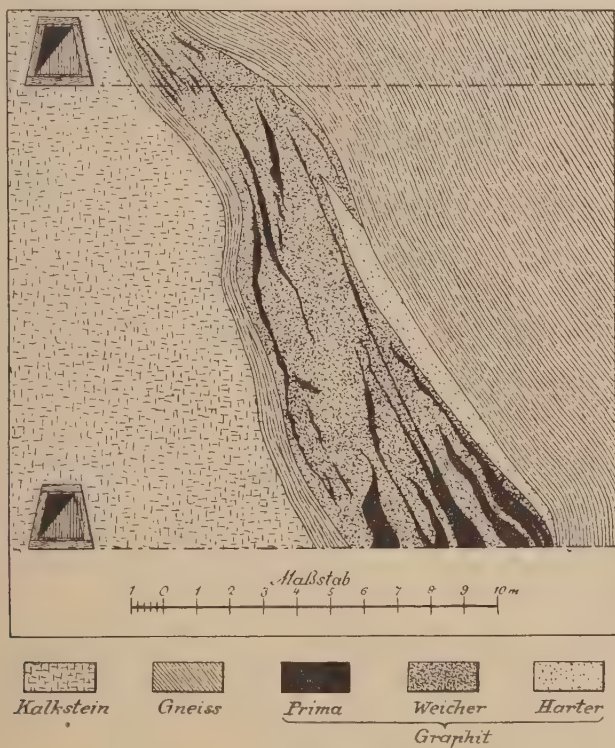
Figur 6.

Profil durch den Graphitbergbau von Krumau in Böhmen. (Nach A. Pallausch).

produkten imprägnierte Lettenschicht, der sog. Eisenhut oder Eisendeckel, der z. B. im Mugrauer Werk bis 2 m Mächtigkeit erlangen kann. Drusen mit schönen Kalkspat- und Aragonitkristallen werden in dieser Schicht oft angetroffen. Bemerkenswert ist es, daß dort, wo der Eisenhut am mächtigsten war, der Graphit sehr rein erschien, während er beim Fehlen eines Eisenhutes durch Kaolin und Ton stark verunreinigt war. In letzterem Falle war auch die Gneisdecke zwischen Hangendkalkstein und Lager sehr mächtig. Die Wasserdurchlässigkeit des Kalksteines mag demnach viel zur Bildung des reinen Graphites durch Auslaugung beigetragen haben.

Knauern von mehr oder weniger zersetztem Nebengestein sind im Graphit oft eingeschlossen. Durch derartige größere Zwischenmittel werden die Graphitlager in unzusammenhängende, aber stets der Schieferung des Nebengesteins parallele Trümmer getrennt. Außer einem Hauptlager treten im Schwarzbacher Gebiet auch noch mehrere, diesem parallele Nebenlager auf.

Der Graphit dieser böhmischen Lagerstätten ist in seinem Gefüge entweder mulmig und weich oder hart und fest. So enthält das mittelste der drei Lager im fürstlich Schwarzenbergischen Werke in Schwarzbach vorwiegend einen weichen, erdigen, sog. fetten Graphit, der sofort als Naturware in den Handel kommt, nachdem einige Silikateinschlüsse mit



Figur 7.

Verteilung der verschiedenen Graphitsorten im Florianilager zu Schwarzbach.
(Nach A. Pallausch).

der Hand ausgelesen sind. Die beiden anderen Lager liefern dagegen einen dichten, festen Graphitschiefer, dessen Graphit erst durch verschiedene Schlämmprozesse konzentriert wird. Eine Regelmäßigkeit in der Verbreitung der verschiedenen Graphitsorten innerhalb eines Lagers ist aber im speziellen nicht zu konstatieren. Vielmehr wechseln oft harte und weiche Graphite miteinander ab (Fig. 7).

In den Graphitschiefern von Schwarzbach fanden sich auch die von Woldrich¹⁾ beschriebenen kleinen (0,5 cm) rundlichen Konkretionen, in welchen Woldrich organische Reste vermutete. Weinschenk²⁾ dagegen glaubt, daß diese Gebilde die Verwitterungsprodukte strahliger Kieskonkretionen sind, wie man an frischen Stücken noch erkennen soll. Barvir³⁾ weist diese Ansicht von Weinschenk zurück und betrachtet die von Weinschenk beschriebenen Kieskonkretionen als sekundäre Produkte, als verkieste, ehemals vielleicht organische Gebilde, analog den verkiesten Petrefakten anderer Gegenden. Er betont zudem die eigentümliche Verteilung der Graphitsubstanz in gewissen, von ihm auch abgebildeten Dünnschliffbildern. Diese Verteilung verrät eine gewisse Selbständigkeit und scheint nach Barvir auf Spuren einstiger organischer Wesen hinzudeuten. Nach unserer Auffassung darf man diesen unsicheren Strukturen bei einer genetischen Deutung der Lagerstätte aber kein zu großes Gewicht beilegen.

Die böhmischen Graphitschiefer bestehen mikroskopisch aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Graphit. Als untergeordnete Gemengteile treten Apatit, Rutil und Zirkon auf. In ziemlicher Menge tritt nach Barvir innerhalb des Graphites auch Skapolith auf, der bisher für Feldspat gehalten wurde. Skapolith und Graphit umschließen sich gegenseitig. Optisch ist dieser Skapolith dem Meionit nahestehend.

In Krumau sind die graphitführenden Schiefer dicht. Sie haben hier einen schaligen Aufbau und zahlreiche glänzende Harnische. Kies ist den Graphiten oft beigemengt und führt im Ausstreichen zur Bildung eines eisernen Hutes. Auch die längere Zeit auf den Halden liegenden Graphitstücke zeigen alle einen rostigen Überzug, der durch die Zersetzung des beigemengten Pyrites entsteht.

In der nördlichen Fortsetzung der Schwarzbach—Krumauer Vorkommen liegen die flözartigen Graphitlagerstätten der Umgegend von **Budweis**⁴⁾, die sich etwa 20 km nordwestlich dieses Ortes in dem 7 km westlich von Negotič gelegenen Dorfe Kollowitz konzentrieren. Der Graphit ist hier in 3 Flözen vorhanden, von welchen das erste 0,40—2 m Mächtigkeit besitzt. Das Einfallen der Flöze ist verhältnismäßig flach. Hangendes

1) J. N. Woldrich, Über die eigentümlichen Graphitkonkretionen von Schwarzbach in Böhmen. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1885. S. 399.

2) E. Weinschenk, l. c. S. 46.

3) H. L. Barvir, Zur Frage nach der Entstehung der Graphitlagerstätten bei Schwarzbach in Südböhmen. Sitz.-Ber. böhm. Ges. d. Wissensch. 1905. S. 9.

4) O. Bilharz, Das Vorkommen von Graphit in Böhmen, insbesondere am Ostrande des südlichen Böhmerwaldes. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904. S. 324 ff. — L. v. Tausch, Über ein ausgedehnteres Graphitvorkommen nächst Kollowitz bei Budweis in Südböhmen. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1898. S. 182.

und Liegendes ist milder, zersetzter Gneis. Der größte Teil der dortigen Graphite muß als Flinzgraphit oder Schuppengraphit bezeichnet werden. Die streichende Länge des Vorkommens ist auf 2 km festgestellt.

Auch an der böhmisch—mährischen Grenze, am Fuße des **Saazer Gebirges**, finden sich Graphite. Es sind hier 5—6 Graphitbänke bekannt¹⁾. Als Nebengestein findet man Phyllit, Gneis, Graphitschiefer und Kalkstein. Die hauptsächlichsten Lager liegen bei Trepin, Wachteldorf und namentlich bei Predmesti unweit Swojanow, wo die graphitführenden Schichten bis zu 12 m Mächtigkeit erlangen. Schwefelkies ist dem Graphit reichlich beigemengt und führt im Ausstreichen zur Bildung eines eisernen Hutes. —

Die Entstehung der böhmischen Graphite, speziell der von Schwarzbach und Krumau, wurde von Weinschenk analog der Entstehung der bayrischen Graphite gedeutet, d. h. auf anorganischem Wege durch postvulkanische, pneumatolytische Prozesse. Früher hatte schon M. B o n n e f o y eine ähnliche Ansicht vertreten.

Im Gegensatz zu Weinschenk verteidigt Barvir²⁾ die organische Entstehung der böhmischen Graphite. Er macht hierbei besonders auf einige Struktureigentümlichkeiten aufmerksam, welche Dünnschliffe durch unverwitterten Gneis zeigten. Dieselben ließen ein wechselseitiges Einschließen von Graphit und einzelner Gneisbestandteile, wie Quarz, Orthoklas und Oligoklas erkennen, was auf gleichzeitige Kristallisation aller dieser Mineralien hindeutet. Die Umwandlung der ursprünglich kohligen Substanz in Graphit denkt sich Barvir durch Kontaktmetamorphose bewirkt. Er weist vor allem auf die Anwesenheit gewisser Kontaktmineralien hin. So findet sich in verschiedenen Graphitgneisen und in den hiermit konkordant lagernden Kalksteinen Phlogopit. Zudem tritt in Schwarzbach in ziemlicher Menge Skapolith auf, der bisher für Feldspat gehalten wurde. Schließlich zeigen nach ihm auch die im Graphit eingeschlossenen Gesteinslinsen Pflasterstruktur, welche bekanntlich für Kontaktgesteine besonders typisch ist. Die starke Kaolinisierung des Feldspates und Skapolithes scheint nach Barvir ein späterer Vorgang als die Graphitbildung zu sein. Wir selbst schließen uns der Ansicht Barvir's an. —

Schon 1767 wurde Graphit in der Nähe von Stuben und Schwarzbach durch Bauern gewonnen. Als 1811 das Mineral Graphit unter das Berg-

¹⁾ M. v. Lipold, Die Graphitlager nächst Swojanow in Böhmen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1863. XIII. Bd. S. 261.

²⁾ J. L. Barvir, Einige Proben aus der mikroskopischen Struktur des Gneis-graphites von Schwarzbach in Südböhmen. Sitz.-Ber. böhm. Ges. d. Wissensch. 1897. LII.

regal einbezogen wurde, erwarb den größten Teil der Grubenmasse der Fürst von Schwarzenberg, dem auch heute noch die wichtigsten böhmischen Graphitlagerstätten, nämlich die der Umgegend von Schwarzbach gehören. Die Krumauer Graphitwerke befinden sich zurzeit in Händen der Gebrüder Porak in Krumau.

Die Schwarzbacher Vorkommen liegen zum größten Teile unter einer etwa 2 m mächtigen Torfschicht vergraben. Die größte Grube baut auf dem sog. Florianilager, welches durch vier Schächte von 44–80 m Tiefe auf mehr als 600 m im Streichen aufgeschlossen ist. Die Aufbereitung des geförderten Graphites erfolgt auf nassem Wege. Als Feuerungsmaterial verwendet man noch heute Torf. Der Hauptabnehmer der böhmischen Graphite ist die Eisenindustrie.

Statistische Mitteilungen¹⁾: Von den zehn Graphit-Unternehmungen Böhmens standen im Jahre 1908 fünf in Betrieb. Bei denselben waren 917 Arbeiter beschäftigt. Die Produktion betrug 221 602 Tonnen Graphit im Werte von 713 460 Kronen oder 32,2 Kronen pro Tonne loco Grube.

Die mährischen Graphitlagerstätten.

Graphite werden zurzeit in Mähren²⁾ an folgenden Orten abgebaut: In Goldenstein und Mährisch-Altschloß, in Müglitz (Schweine), in Groß-Tresny, in Kunstadt und in geringer Menge in Rimau bei Trebitsch. Schürfe sind zudem noch an vielen anderen Orten vorhanden, z. B. in Pistau bei Igau, in Trepin, Wachteldorf und anderwärts.

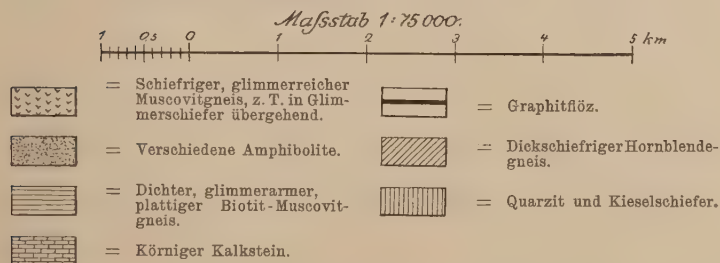
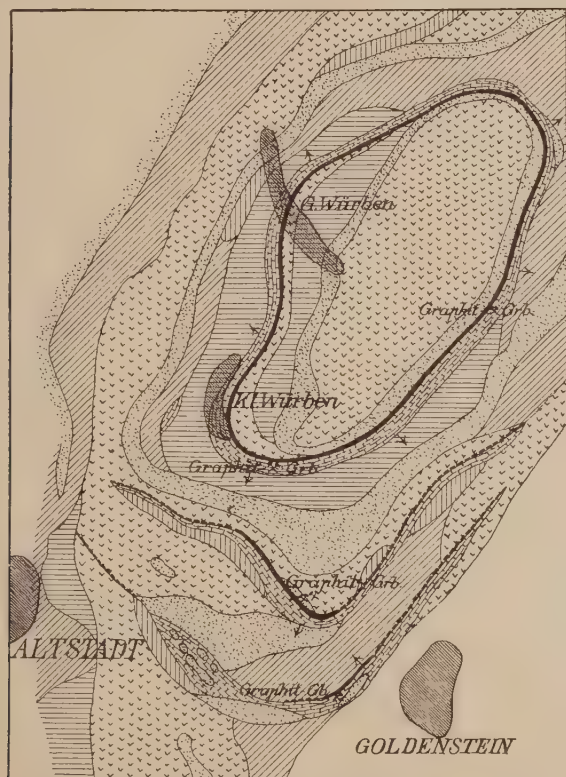
Die Graphitablagerungen bei **Mährisch-Altschloß-Goldenstein** im Nordosten von Mähren nahe der preußisch-schlesischen Grenze, schildert uns F. Kretschmer³⁾. Drei bauwürdige Graphitlager finden sich hier eingelagert in körnig-kristallinen Kalksteinen, die ihrerseits wechsellagern mit massigen Gneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten und untergeordnet auch mit Quarziten. Der tektonische Aufbau der ganzen Gegend ist der einer rings geschlossenen Kuppel, an die sich südöstlich noch eine Mulde

¹⁾ Nach Statistik des Bergbaues in Österreich für das Jahr 1908. Wien 1909.

²⁾ Der beste Kenner der mährischen Graphitlagerstätten, Herr Bergingenieur Franz Kretschmer in Sternberg, hatte die Güte, den vorliegenden Abschnitt im Manuskript vor dem Drucke durchzusehen und mit einigen Ergänzungen zu versehen, wofür wir ihm auch an dieser Stelle herzlichst danken. — Zudem hat sich Verfasser selbst auf einer größeren Studienreise, Herbst 1909, mit allen wichtigen Graphitvorkommen Mährens persönlich bekannt gemacht.

³⁾ F. Kretschmer, Die Graphitablagerung bei Mährisch-Altschloß-Goldenstein. Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. Wien 1898. XLVII. Bd. 1897. S. 21 ff.

anschließt. Der innerste Kern dieser Kuppel besteht aus Gneis und Amphibolit, und wird allseitig von Kalkstein und den graphitführenden Schichten umgeben (Fig. 8).



Figur 8.

Die Graphitlager bei Mährisch-Altschadt-Goldenstein. (Nach F. Kretschmer.)

Unter den Graphitlagern werden vom Liegenden zum Hangenden unterschieden:

1. das Sattelflöz, dem Gewölbe aufgelagert,
2. das Baderbergflöz, im Nordflügel und
3. das Vorwerkflöz im südlichen Gegenflügel der Mulde.

Die beiden letzteren an getrennten Stellen abgebauten Flöze sind wahrscheinlich identisch. Die Mächtigkeit des Sattelflözes (Kleinwürben-Großwürben), das infolge des kuppelförmigen Aufbaues der Gegend am Ausstrich eine 5 km langgestreckte, vollkommen geschlossene Ellipse bildet, beträgt im Durchschnitt etwa 1 bis 1,5 m, mit linsenförmigen Anschwellungen bis 4 m. Die Durchschnittsmächtigkeit des Baderbergflözes ist größer. Sie beträgt 2,5 m und schwillt nicht selten bis 3 und 4 m an. Beim Vorwerkflöz beträgt die Mächtigkeit des Flözes 8 bis 10 m, die abbauwürdige Mächtigkeit aber nur 1 bis 1,5 m mit bis 6 m starken Graphitlinsen. Die Qualität des Graphites ist in diesen drei Flözen nicht immer dieselbe. So besteht das Sattelflöz vorwiegend aus mildem, blättrigem Weichgraphit, während die beiden anderen Flöze, besonders das dritte, viel harten Graphit führt, und daher geringwertiger ist. Durch die Zersetzung des darin fein verteilten Pyrits entstehen Eisenvitriol und Gips, welche in schönen Kristallgruppen, Krusten, Beschlägen und Stalaktiten in den Gruben oft zu finden sind. Der Kalkstein im Liegenden der Flöze ist ein grobkörniger, weißer bis hellgrauer, dickbankiger Marmor, während der Kalkstein des Hangenden von feinerem Korne und von dunkelgrauer Farbe sowie dünnbankig ist. Mitunter bildet das Hangende des Graphites auch ein rostiger Schiefergneis. Die Kalksteine sind von Serpentinlagen und Graphitschnitzen durchzogen.

In den Flözen selbst finden sich als taube Mittel bisweilen stark imprägnierte, dunkelgefärbte Kalksteine oder Kalksteinlinsen, welche aus abwechselnden Lagen hellen Kalksteins und dunklen schuppigen Graphites bestehen und so ein Modell der Graphitablagerung im kleinen bilden. Stellenweise geht der Graphit in einzelnen Bänken oder in seiner ganzen Mächtigkeit in eine harte schiefrige oder dichte Masse, in Graphitschiefer¹⁾ über. Derselbe tritt auch untergeordnet in den Gneisen und Amphiboliten in schwachen Lagen auf.

Der Durchschnitt der Graphitanalysen ergab nach Kretschmer: C = 53 %, Asche = 44 %, Wasser (= Glühverlust) = 3 %. Die Asche enthielt hauptsächlich Kieselsäure, Eisenoxyd, wenig Tonerde, geringe Mengen

¹⁾ Unter dem Mikroskop erblickt man im Graphitschiefer recht viele idiomorphe Graphitkristalle.

Kalk, Magnesium und Schwefel. Unter den mährischen Graphitvorkommen nehmen die Altstädter Graphite den ersten Rang ein. Sie stehen etwa mit den Tertia-Rohgraphiten der südböhmischen Werke auf gleicher Stufe.

Über die Entstehung dieser Graphite von Mährisch-Altstadt äußert sich Kretschmer etwa in folgender Weise:

Die Graphitflöze von Mährisch-Altstadt-Goldenstein sind vegetabilischen Ursprungs und das Endprodukt eines Verkohlungsprozesses. Diese Graphitbildung wurde durch zwei Ursachen befördert, durch Kontaktmetamorphose und durch Dynamometamorphose. Die Kontaktmetamorphose ging aus von Amphiboliten, umgewandelten basischen Eruptivgesteinen, welche die Flöze begleiten. Hierbei wurde der Kalkstein in Marmor umgewandelt, während sich gleichzeitig im Marmor Kontaktmineralien, wie Granat, Pyroxen, Grammatit, Skapolith, Epidot und Feldspäte bildeten. Später verwitterten die Pyroxene zu Serpentin. Die Dynamometamorphose vollendete sodann durch die bei Bildung der Gebirgsfalte waltenden Kräfte die Graphitbildung.

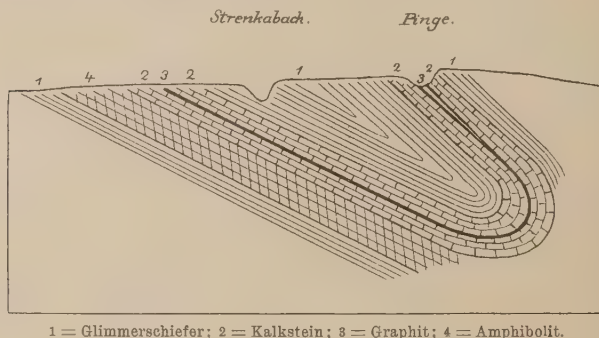
Nach unserer Ansicht ist die Graphitbildung — eine organische Entstehung vorausgesetzt — auf dieselben Agentien zurückzuführen wie die Umwandlung der Gesteine, d. h. auf Regionalmetamorphose, die aber gleichzeitig durch Kontaktmetamorphose unterstützt sein kann. Der Dynamometamorphose, die zur Bildung der Gebirgsfalte führte, kommt ein größerer Einfluß bei Umbildung der Kohle in Graphit wahrscheinlich nicht zu. Über das Alter der ehemals wohl organischen Ablagerung läßt sich nichts sagen, da das Alter der sie umgebenden, kristallin gewordenen Sedimente unbekannt ist. (Kretschmer hält dieselben für archaisch.)

Der Graphit dieser Vorkommen wird durch Stollen abgebaut und dann naß aufbereitet. Die Abbaue des Sattelflözes liegen bei Kleinwürben und Großwürben, die des Baderbergflözes am Baderberg nördlich Schlegelsdorf und die des Vorwerkflözes im Vorwerk Ried westlich Goldenstein. Die aufbereitete Ware wird als Prima- und Sekundaraffinade an Eisengießereien und als Tertiaraffinade für Stahlwerke und sonstige Zwecke verkauft. Der durchschnittliche Kohlenstoffgehalt von Prima ist 55 Prozent, von Sekunda 51 Prozent.

Die Graphitlagerstätten der Umgegend von **Müglitz**¹⁾ sind ebenfalls von F. Kretschmer eingehend beschrieben. Dieselben liegen etwa 4 km südwestlich von Müglitz bei den Orten **Schweine**, Vierhöfen, Wessely und Braune. Sie finden sich hier innerhalb eines ostwestlich streichenden

¹⁾ F. Kretschmer, Die nutzbaren Minerallagerstätten der archaischen und devonischen Inseln Westmährens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. LII. Bd. 1902. S. 353. Wien 1903.

Glimmerschieferkerns, der zu zahlreichen trogförmigen Mulden gefaltet ist und welchem kulmische Grauwacke diskordant aufgelagert ist. In diesen Glimmerschiefer sind Kalksteine und grobkörnige Amphibolite, sowie Graphitflöze eingelagert. Am Kontakte der Graphitlager geht der Glimmerschiefer durch allmähliche Aufnahme von Graphitblättchen in Graphitglimmerschiefer über. Innerhalb der Graphitlager treten Pegmatit- und Quarzlinsen auf. Ferner sind der Lagermasse Kalksteinlinsen und Glimmerschieferschollen eingebettet, was auf sedimentäre Bildung hinweist. Der Kalkstein, welcher die Graphitlager begleitet, ist feinkörnig und dunkel. Pyrit ist ihm häufig, Granat selten beigemengt. Zwischen Kalkstein und Graphitlager findet sich meist eine 20 bis 32 cm mächtige Lage eisenschüssigen Glimmerschiefers (Fig. 9).



1 = Glimmerschiefer; 2 = Kalkstein; 3 = Graphit; 4 = Amphibolit.

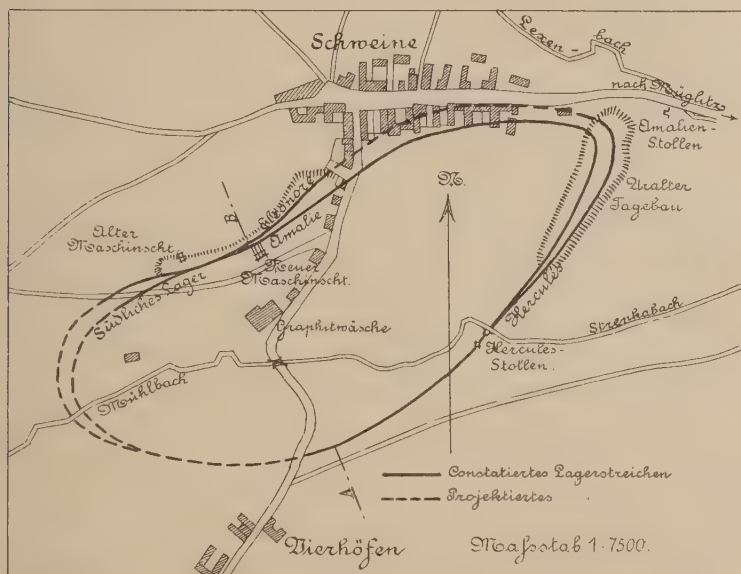
Figur 9.

Profil der Schweiner Graphitmulde. (Nach F. Kretschmer.)
Nach der Linie A-B des Grundrisses.

Der Graphit von Müglitz ist schiefrig grobblättrig, oder feinschuppig oder dicht. Er enthält viel Pyrit, der sich sekundär in Eisenvitriol (Melanorit) umwandelt. Ovale Schalen und Scheiben, sowie metallartig glänzende Harnische als Zeugen späteren Druckes kann man in der Flözmasse häufig beobachten. Schwache Klüfte im Lagerkalk sind oft mit Graphit ausgefüllt. Als interessante Neubildung müssen auch büschelförmige Aggregate kleiner Gipskristalle erwähnt werden, welche durch die Einwirkung von Eisensulfatlösung auf Kalkstein entstanden sind. Der Kohlenstoffgehalt des Fördergraphites wird von Kretschmer mit 32,81 Prozent angegeben; eine Analyse von Professor Hönig ergab 42,17 Prozent C (Fig. 10).

Die Mächtigkeit des wichtigsten Lagers der Schweiner Grube, des Amalienlagers, beträgt 0,50 bis 1 m, obwohl linsenförmig angeschwollene Partien Mächtigkeiten bis zu 4 m erreichen können. Die streichende Länge

ist ca. 300 m, das Einfallen unter sehr wechselndem Winkel (meist 44—50°) gegen Nord. Ein südliches Lager zweigt sich von dem Amalienlager ab und keilt sich bei 90 m streichender Länge im Kalkstein aus. Auch das Eleonorenlager, dessen abbauwürdige Mächtigkeit 0,75 bis 1 m beträgt, und ebenso das Herculeslager hängen mit dem Amalienlager zusammen. Das Herculeslager erlangt stellenweise eine Mächtigkeit bis zu 20 m. Es besteht jedoch vorwiegend aus stark pyritischem Graphitschiefer und wird deshalb zurzeit nicht abgebaut. Das Graphitvorkommen von Vierhöfen liegt ebenfalls im



Figur 10.

Die Graphitmulde von Schweine. (Nach F. Kretschmer.)

Kalkstein. Es hat dicht am Liegenden eine Schale von 20—30 cm mächtigen, eisenschüssigen Glimmerschiefer. Die Mächtigkeit des Lagers wechselt zwischen 0,35 und 0,95 m. Bei Wessely, einem ebenfalls in der Nähe von Mühlitz gelegenen Orte, hat man ein putzenförmiges, absätziges Graphitflöz erschürft, dessen abbauwürdige Mächtigkeit 60—95 cm betragen soll. Bei Braune sind schwarze Graphitausbisse in Begleitung von Kalkstein, Amphibolit und Glimmerschiefer sehr verbreitet. Ihrer Entstehung nach sind alle diese Graphite nach Kretschmer das Endprodukt der Metamorphose organischer Substanz durch die Tätigkeit der Regionalmetamorphose,

Dynamometamorphose und untergeordnet auch Kontaktmetamorphose von seiten basischer Eruptivgesteine. —

Der Graphitbergbau bei Schweine wird urkundlich zuerst 1567 genannt. Indessen hat man bei Müglitz keltische Urnen gefunden, denen schon Graphit aus der dortigen Gegend beigemengt war. Der Abbau des Graphites geschah früher in Tagebauen, wovon noch zahlreiche alte Pingen Kunde geben. Heute gewinnt man den Graphit bei Schweine durch Tiefbau. Die Aufbereitung geschieht auf nassem Wege (Schlämmprozess). —

In **Rimau** bei Kojetitz, unweit **Trebitzsch** in Mähren, findet sich Graphit im Gneis in unregelmäßigen Lagern. Diese Lager können stellenweise bis zu 2 m anschwellen. Granit und Diorit sind in der Nähe anstehend. Der geringe Abbau dieses beinahe schwefelfreien Graphites erfolgt durch Tiefbau.

Die Graphite von **Kunstadt**¹⁾ in Mähren sind in kalkigen Glimmerschiefern eingelagert, nicht weit von deren Grenze gegen Schichten des Rotliegenden und der jüngeren Kreideformation. Das Streichen des Kunstadter Graphitvorkommens ist N-S, das Einfallen 40—50° nach Ost. Das Nebengestein des Graphites, der kalkige Glimmerschiefer, geht stellenweise in Kalkstein über. Die Mächtigkeit des Graphitlagers beträgt im Durchschnitt 1,20 m. Im Hangenden dieses Hauptlagers liegen noch drei unabbaubwürdige Graphitbestege. Ein weniger mächtiges (15—45 cm) und steiler einfallendes Flöz ist in der Nähe des Dorfes **Sichotin** aufgeschlossen. Letzteres Vorkommen liegt im Liegenden des Kunstadter Graphitflözes. Der Graphit von Sichotin ist der Qualität nach besser als der von Kunstadt. Unter ähnlichen Verhältnissen treten auch die Graphitlager auf bei Rutka und Petrow nördlich Kunstadt, die in demselben Zuge der Phyllite und Glimmerschiefer liegen. —

In der Nähe von Öls befindet sich das Graphitvorkommen von **Groß-Tresny**, auf dem derzeit zwei Unternehmungen Bergbau betreiben. Es sind hier drei Graphitlager vorhanden, deren ganze Mächtigkeit 5 m, 6 m und 11 m beträgt; sie enthalten jedoch starke Zwischenmittel von unbauwürdigen Hartgraphit und Graphitschiefer, zu Kaolin zersetzte Feldspathmassen, ferner Trümer, Leisten und Bänder von zu Limonit verwittertem Eisenkies. Die Graphitlager werden im Hangenden und Liegenden teils von Phyllit, teils von kristallinem Kalkstein umschlossen; ersterer ist durch Übergänge einerseits mit Glimmerschiefer, andererseits mit Graphitschiefer verknüpft; außerdem sind dem Phyllit mannigfaltige Amphibolgesteine eingeschaltet.

¹⁾ E. Tietze, Über das Graphitvorkommen von Kunstadt in Mähren. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1873, 38.

Zwei schwächere Graphitlager sind nicht abbauwürdig. Der Abbau erfolgte anfänglich durch Tag- und Schachtbaue, gegenwärtig durch Stollen. Analysen von Hönig ergaben 46,27 G. —

Zu erwähnen ist noch der Graphitbergbau bei Czuozitz nächst Oslawan, wo im Glimmerschiefer 4 Lager kristalliner Kalksteine von 6—10 m Mächtigkeit vorkommen, welche den Graphit umschließen und ebenfalls von Amphiboliten begleitet werden.

Die Phyllitgebiete bei Kunstadt, Öls und Oslawan gehören nach E. E. Sueß der sogenannten moravischen Zone an. —

Die Graphitvorkommen bei **Pistau**, südwestlich von Iglau in Mähren beschreibt D. Stur¹⁾. Die Graphite bilden hier 4 bis 5 sehr unregelmäßig verlaufende Lager innerhalb eines Cordierit-Gneises. Die Lager können sich hierbei erweitern, verschmälern oder gänzlich auskeilen. Die größte Mächtigkeit ist 8 bis 10 cm. Die Gesamtmächtigkeit aller Graphitbänke dürfte 1,20 m nicht übersteigen. Knollenartige Gneispartien sind in den mächtigsten dieser Graphitpartien oft eingeschlossen. Brauneisenstein oder Eisenerz ist dem Graphit in seinem Ausgehenden beigemischt und färbt den Ausstrich braungelb. Das Nebengestein, der Gneis, ist stark zersetzt und läßt sich leicht zu Sand oder einer kaolinartig-schmierigen Masse zerreiben. Der reinere Graphit von Pistau ist fett und seiner Qualität nach als Schmiergraphit zu bezeichnen. In der Umgegend dieses Graphitvorkommens fehlen Lager von körnigem Kalk vollständig. —

Graphitschiefer sind in Mähren ferner in der Nähe von Regens bei **Iglau**²⁾ bekannt, aber ohne technische Bedeutung. Pegmatite durchsetzen die dortigen Quarz-Graphitschiefer. Mit dem Graphit zusammen findet sich Chloropal und Kaolin. —

Auch im südwestlichen Mähren, und zwar in der Umgebung von **Vötteu**³⁾, liegen mehrere alte Graphitbergbaue. Es sind daselbst in einem ausgedehnten Gebiet massiger und schiefriger Sedimentgneise, zahlreiche Einlagerungen von dunklen Amphiboliten und manigfaltigen Quarziten enthalten; sie sind außerdem ausgezeichnet durch mehrere, nahe beieinanderliegende Züge von weißem lokal bituminösem Marmor, reich an Kontaktmineralien, insbesondere Tremolit.

¹⁾ Vorkommnisse von Graphit bei Pistau, südwestlich von Iglau in Mähren. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1872, S. 208.

²⁾ F. Cornu u. A. Himmelbauer, Die Minerale der Graphitlagerstätte von Regens bei Iglau. Mitt. der Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien. 3, 1905, S. 3, 4.

³⁾ Hierzu siehe Franz F. Sueß: „Die Beziehungen zwischen moldanubischem und moravischem Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras.“ Verhandlgn. der k. k. geol. Reichsanstalt 1908, p. 385—412.

Diese Marmorlager werden zumeist von bald schwächeren, bald stärkeren Graphitflözen begleitet, deren Ausbisse sich am Tage auf weite Entfernungen hindurch die sogenannten „schwarzen Scheweife“ zu erkennen geben. Die darauf umgehenden alten Bergbaue zu Hafnerluden, Nespitz und Fratting stehen wohl gegenwärtig außer Betrieb, dagegen findet das Vorkommen seine Fortsetzung auf niederösterreichischem Gebiet, wo derzeit ein mächtiges Flöz zu Wolmersdorf und Thumritz abgebaut wird. Die Graphitqualität dieser Lagerstätten ist wohl ausgezeichnet; sie bestehen jedoch zumeist aus graphitarmem Quarz-Graphitschiefer, worin Lagen und Nester von abbauwürdigem Weichgraphit nur sporadisch auftreten. Außerdem wird der Graphit durch Kaolin und andere Zersetzungsprodukte verunreinigt.

Unter ähnlichen geologischen Verhältnissen lagert nordwestlich bei Frain in der dortigen Zone schuppig-glimmeriger Sedimentgneise ein isoliertes, räumlich beschränktes Graphitvorkommen, das ebenfalls an kontakt-metamorphe Marmorlager gebunden ist, die von raschwechselnden Amphiboliten und von Graphitquarziten begleitet werden. Die Graphitlagerstätten zu Vöttau und Frain gehören einer Zone altsedimentär-metamorpher Gesteine des moldanubischen Grundgebirges an, welches nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse als archaisch angesehen wird¹⁾.

Nach Ragsky enthält der Graphit von Hafnerluden 43,0 Prozent C. —

Statistische Mitteilungen²⁾. Von den 10 Graphit-Unternehmungen Mährens standen im Jahre 1908 acht in Betrieb, bei welchen 373 Arbeitskräfte beschäftigt wurden. Die Produktion betrug 10 284,9 Tonnen im Gesamtwerte von 535 110 Kr. oder 52 Kr. pro Tonne loco Grube.

Die Graphitlagerstätten Niederösterreichs³⁾.

Das Vorkommen des Graphites in Niederösterreich beschränkt sich hauptsächlich auf das Viertel ob dem Manhartsberge, dem sogenannten Waldviertel. Dieses ganze Terrain bildet ein von Südosten nach Nord-

¹⁾ Die obigen Ausführungen über die Graphitvorkommen nächst Öls und Oslawan. bei Vöttau und Frain entnehmen wir den brieflichen Mitteilungen des Bergingenieurs Fr. Kretschmer (Sternberg).

²⁾ Nach Statistik des Bergbaues in Österreich für das Jahr 1908. Wien 1909.

³⁾ Literatur: E. Vergani, Einiges über Graphit, mit spezieller Berücksichtigung der österreichischen, insbesondere der Mühldorfer Graphitwerke. *Öst. Zeitschr. f. B. u. H. W.* XXIII. 1875 S. 313. — Stein- und Gesteinsarten im sogenannten Waldviertel, *Montan-Zeitung* 1908. Karl Barth. — *Geologische Karte von Krems und Umgebung* von Joh. Czjcek, 1849. —

westen ansteigendes Hochland, das eine Höhe bis zu 900 m erreicht. In diesem Gebiete tritt der Graphit hauptsächlich dort auf, wo die meisten Kalkeinlagen vorkommen. Über die allgemeine Geologie dieses Gebietes seien nur einige wenige Bemerkungen gemacht: Die eigentliche Graphitzone streicht an der westlichen Grenze des Hügellandes von Mühldorf nach Nordosten in einer Breite von fast 15—20 km, und zwar über die Orte Lichtenau, Rastbach, Krumau gegen den Kamp. Mit diesem läuft die Zone dann fast in gleicher Richtung bis gegen Langenlois-Krems wieder zur Donau.

An der Ostseite dieses Gebietes kristalliner Schiefer treten ebenfalls Kalke und Graphite zutage. Dieselben sind jedoch viel schwächer entwickelt als an der Westseite. Es seien hier genannt die Kalke bei Schönberg, Zöting, die Graphite im Alauntale bei Krems, die Serpentine bei Stiefern, am Klopffberg bei der Ruine Schönberg, am Dürnitzbühel usw. — Dieser von Nordosten nach Südwesten streichende, aus Graphit, Kalk und Serpentin bestehende Hauptzug geht bis zur Donau, wo er dann eine südliche Richtung annimmt und die Graphitbergbaue bei Schönbühel und Loosdorf in sich schließt.

Über die einzelnen Lagerstätten selbst ist folgendes zu sagen:

1. **Mühldorf** bei Spitz a. d. D. Die Graphitgruben von Mühldorf sind die ältesten Gruben Niederösterreichs und werden bereits seit 1827 ausgebeutet. Der Abbau erfolgt teils durch Stollen, teils durch Tagebau. Die Graphit führende Schicht tritt hier am mächtigsten auf, und ist 14—24, ja sogar bis zu 40 m mächtig. Sie fällt nach Südosten ein. Das Hangende bildet Gneis und Phyllit, der teilweise in Graphitschiefer übergeht; das Liegende ist Kalkstein. Der Phyllit im Hangenden ist manchmal ganz zersetzt und enthält Putzen von Brauneisenstein, die man früher auch abbaute. Dieser Brauneisenstein ist wahrscheinlich durch Zersetzung des im Graphit und im Schiefer enthaltenen Pyrites entstanden.

Als Seltenheit findet man in den Graphiten nach A. Sigmund auch rötliche bis bläuliche, spindelförmige Korundkristalle.

Österreichische Graphite (Böhmen, Mähren, Niederösterreich): Österr. Jahrbuch der Bergakademien, 1876 Nr. 14. — Dingl. polyt. Journal 115, 199. — Berggeist, 1872 S. 62, 1881 S. 182, 1887 S. 210, 1888 S. 32. — Berg- und Hüttenmänn. Zeitung (Bruno Kerl), 1890 Nr. 31. — Gießerei-Zeitung, 1908 Nr. 5 und 6. — A. Sigmund, Graphit im Granulit bei Pöchlarn. Tsch. Min. und Petr. Mitt. XXIII. S. 406. Wien 1904. — H. Tertsch, Graphit im Dunkelsteiner Wald, Tschernaks Min. u. Petr. Mitt. Wien 1907. — A. Sigmund, Die Minerale Nieder-Österreichs. Wien 1909 S. 12. — Freundliche schriftliche Mitteilungen des Herrn Bergingenieurs Karl Barth in Mühldorf, sowie eigene Beobachtungen bei einem Besuche der niederösterreichischen Graphitgruben, Herbst 1909.

Das Werk gehört der österr.-mähr. Graphitgesellschaft. Dieser Gesellschaft gehört auch der Graphitbergbau Nasting bei Weiten.

2. Das Graphitwerk in Feistritz-Heiligenblut bei Pöggstall. Die Mächtigkeit dieses seit 1889 erschlossenen Lagers beträgt 3 m, bei einem Kohlenstoffgehalte von 40—50 Prozent.

Das Liegende bildet Kalk, das Hangende des Flözes Gneis mit süd-östlichem Einfallen von 30—40 Grad. Die Gneisschicht bildet eine feste Decke. Zwischen der liegenden Kalkschicht und dem Graphit findet sich oft eine Lage von zerdrücktem Gneis, die in Böhmen „Lagerberg“ genannt wird. Im Graphit sind oft große Knollen von Kaolin eingelagert. Das Stampfwerk und die Schlämme befinden sich 1 km entfernt, direkt an der Straße nach Mühlendorf.

3. Straßbreith bei Pöggstall.

4. Voitsau bei Kottes. Die Mächtigkeit des Graphites variiert hier von 1—10 m. Die Decke des Lagers besteht aus feuchten Wiesen und Moor. Es fand infolgedessen eine natürliche Reinigung und Anreicherung des Graphites statt.

5. Taubitz-Brunn. Das Flöz erreicht hier eine Mächtigkeit bis zu 2 m und der gewonnene Rohgraphit zeichnet sich durch besondere Weichheit und durch tiefe Schwärze aus.

6. Rastbach bei Gföhl. Der Aufschluß erfolgte durch den 10 m tiefen Henrietten-Schacht. Das Flöz streicht nach Hora 1 und fällt unter einem steilen Winkel von 55 Grad. Der Graphit ist sehr unreinigt durch Ocker und Kaolin.

7. Nördlich von Krumau und bei Tiefenbach bestanden auch Graphitbergbaue. Schwache Lagen von Graphit finden sich hier in einem graphitreichen Gneis.

8. Bei Dappach und St. Marein wurde 1849 mit der Gewinnung des Graphites begonnen. Das erzeugte Material war rein und fühlte sich fettig an.

9. Bei Thumeritz, Wollmersdorf, Sieghartsreith und Trabendreith. Etwa 6 km südwestlich von Drosendorf gräbt man ebenfalls Graphit (Zentralbank für Handel und Industrie in Budapest). Als Nebengesteine der Graphitflöze werden Kalksteine, Quarzitschiefer, Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer genannt. Das Flöz fällt unter 35 Grad ein. Der Graphit soll bis 70 Prozent Kohlenstoff enthalten. Als Seltenheit wird auch hier im Graphitflöz Korund gefunden. — Derzeit sind diese Gruben eingestellt, während im benachbarten Lettenreith die Gewinnung des Graphites wieder kürzlich in Angriff genommen wurde.

Hiermit sind die Fundorte von Rohgraphit im eigentlichen Waldviertel aufgezählt. Andere Graphitvorkommen liegen aber noch südlich der Donau in der näheren und weiteren Umgebung von **Loosdorf**.

Die Berge zwischen Mautern, St. Pölten und Melk bilden einen durch die Donau getrennten Teil der kristallinen Gebirgsmasse, die das ganze Viertel ob dem Manhartsberge ausfüllt. Durch den Bilachfluß zerfallen diese Ablagerungen in zwei Teile. Beide bestehen aus kristallinen Schiefen, die an den tieferen Gehängen mit jüngeren Ablagerungen, mit Lehm und mit Löß bedeckt sind. Der nördliche Teil ist ein durch viele Bäche zerrissenes Hochplateau mit einer durchschnittlichen Höhe bis zu 500 m, ja einzelne Kuppen, wie die Hirschwand (700 m) und der Dunkelsteiner-Berg (690 m), steigen noch höher an. Die Umrisse sind sanft, nur gegen die Donau zu fallen die Wände sehr steil ab. Der nordwestliche Teil besteht aus Gneis und führt nur bei Aggstein Kalksteinlagen. In der Nähe der Donau hat er Hornblendeschiefer. Auch südlich wird der Gneis von Hornblendeschiefer begrenzt (Höhen von Aggsbach, Melk, Hafnerbach). Sie werden hier auch oft von Kalklagen durchzogen und zeigen bei Schönbüchel und Hengstberg Graphite. Die südlichsten Abhänge bestehen aus Glimmerschiefer, die bei Loosdorf an der Bilach gut aufgeschlossen sind.

Das Auftreten des Graphites kann man nach H. Tertsch in einem jetzt verlassenem Kalkbruch nördlich von Berging (bei Schönbüchel) am besten studieren. In dem dortigen reichlich mit Phlogopit durchsetzten kristallinen Kalkstein finden sich zwei Linsen eines stark zeretzten Gneises. An der Grenze beider Gesteine tritt der Graphit auf. Seine Mächtigkeit ist sehr wechselnd, zwischen einer dünnen Lage in der Randzone der Gneislinse und mehreren zentrischen dicken Schichten. Ähnliches beobachtet man in Wollfenstein (Graphitgrube südlich des Binderberges), in Geiersberg (am Südabhange des Dorfes und im Waldgraben) und im Gebiete Häußling-Ekkartsberg und Hengstberg. Das seit 1907 wieder betriebene „Loosdorfer Graphitwerk“ baut am Westabhange des Hengstberges. Die Mächtigkeit des reinen, großblättrigen, weichen Graphites beträgt bis zu 70 cm, während gleich daneben gneisgemengte „härtere“ Lagen bis über 2 m Stärke erreichen. Der Abbau geschieht durch zwei Schächte.

In das Gebiet dieser letzten Graphitvorkommen kann man auch noch Marbach a. d. Donau stellen. Der Graphit soll hier gangartig zwischen Amphibolgraniten auftreten. Es ist schöner Schuppengraphit, der leider durch Pyrite stark verunreinigt ist. Er hat bis 90 Prozent Kohlenstoff.

In allerjüngster Zeit wurden auch bei Artstetten — Maria-Taferl neue Aufschlußarbeiten auf Schuppengraphit durch einen 19 m tiefen Schacht ausgeführt. Das Streichen dieses gangförmigen Flözes ist 45 Grad nach Osten, das Einfallen unter einem Winkel von 60 Grad gegen Süden. Das Vorkommen lagert im Gneis. Von sonstigen niederösterreichischen Graphitvorkommen ist noch zu nennen:

Breitenstein am Semmering. In Karbonschiefern findet sich hier ein Graphitflöz, das trotz eines niedrigen Kohlenstoffgehaltes ausgebeutet wurde. Dieses Graphitvorkommen schließt sich seinem Charakter nach eng den benachbarten steirischen Vorkommen an.

Im Pielachtale findet sich bei Korning Graphit, der ebenfalls abgebaut wurde. An vielen andern Orten Niederösterreichs wurden zudem Schürfungen auf Graphit vorgenommen, so in Fürholz bei Persenbeg, Hart bei Artstetten, Weiten, Kirchschlag, Elsenreith, Morizreith bei Gföhl, an verschiedenen Orten in der Nähe des Kamp- und Thayaflusses. —

Statistische Mitteilungen¹⁾. Im Jahre 1908 waren in Niederösterreich von acht Unternehmungen sechs in Betrieb, welche alle zusammen nur 31 Mann beschäftigten. Die Produktion betrug 1977,6 Tonnen im Gesamtwerte von 20 965 Kronen, oder 10,6 Kronen pro Tonne (am Erzeugungsorte).

Die Graphitlagerstätten der Steiermark.

In den Ostalpen finden sich von Wiener Neustadt bis nach Tirol, besonders aber in der Steiermark²⁾ karbonische Schiefer, welche graphitisch sind und an einzelnen Stellen mächtige Graphitflöze führen, die seit

¹⁾ Nach Statistik des Bergbaues in Österreich für das Jahr 1908. Wien 1909.

²⁾ A. Bauer, Zur Kenntnis des steirischen Graphites. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1871, S. 114. — T. Stingl, Untersuchung eines Graphites aus Steiermark. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1871, S. 48. — H. Wolf, Ueber die steirischen Graphite. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1871, S. 115. — H. Paul, Das Graphitvorkommen im Paltenale bei Rottenmann. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1872, S. 169. — H. v. Foullon, Ueber die petrographische Beschaffenheit der krystallinen Schiefer der übercarbonischen Schichten und einiger älterer Gesteine aus der Gegend von Kaisersberg bei St. Michael ob. Leoben und krystallinischer Schiefer aus dem Platten und oberen Ennstal in Obersteiermark. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1883, 33. 207. — D. Stur, Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Centralkette in den nordöstlichen Alpen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien, 1883. XXXIII. Bd. S. 189ff. — C. v. John, Ueber steirische Graphite. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1892, S. 413. — R. Hörnes, Der Metamorphismus der obersteirischen Graphitlagerstätten. Mitt. naturw. Ver. Steierm.

langer Zeit schon mit Erfolg abgebaut werden. Die Graphitflöze liegen in dem östlichen Ausläufer der Niederen Tauern, in den sog. Rottenmanner Tauern. Sie beginnen im Oberennstal und ziehen sich dann durch das Palten- und Liesingtal bis zum Semmering. Vor allem sind hier zu nennen die Bergbaue von **Kaiserberg, Leims, Mautern, Sunk bei Trieben** und **St. Lorenzen**. Die übrigen Betriebsstätten sind teils Schürfbau, teils von keiner nennenswerten Bedeutung, wie z. B. Veitsch, Aflenz usw. Bemerkt sei hier aber von vornherein, daß auch in älteren paläozoischen Schichtenserien Steiermarks graphitische Einlagerungen vorkommen, so daß man aus dem Auftreten von Graphit in dieser Gegend durchaus nicht sofort auf karbonisches Alter schließen darf. Andere als karbonische Graphite sind aber bisher in Steiermark noch nicht bauwürdig befunden.

Die abbauwürdigen karbonischen Graphite sind begleitet von graphitführenden Chloritoidschiefern, Tonschiefern, metamorphosierten Konglomeraten, Sandsteinen und Kalken. Das Alter dieser ganzen Gesteinsserie ist durch leidlich erhaltene Pflanzenversteinerungen als Oberkarbon bestimmt worden. So fand man bei einem Versuchsbau auf Graphite im Preßnitzgraben unweit Kaisersberg bei St. Michael: *Calamites ramosus* Artis., *Pecopteris lonchitica* Bgt., *Lepidodendron phlegmaria* St. und *Sigillaria*. Aus diesen Pflanzenresten schloß Stur auf ein oberkarbonisches Alter, das ungefähr den Schatzlarer Schichten entspricht. Andere Pflanzenreste fand man im Graphitwerk im Leimser Graben südlich von Kammern, unter welchen *Rothpletz* *Pecopteris arborescens* und *Neuropteris flexuosa* erkannte, was auf ein karbonisches Alter, den Ottweiler Schichten entsprechend, hinweist. Alle diese Pflanzenreste lagern in normalem Graphitchloritoidschiefer, einem direkten Nebengestein der dortigen Graphiteinlagerungen. Diese gut bestimmbaren Pflanzenreste gehören indessen zu den Seltenheiten, während Spuren unbestimmbarer Pflanzen in ausgezogenen Stengeln oder dünnen, glänzenden Streifen öfter vorkommen.

1900, S. 90. — E. Weinschenk, Alpine Graphitlagerstätten. München 1900. Abhandl. d. k. bayer. Akademie d. Wiss. II. Kl. XXI. Bd. II. Abt. — M. Vacek, Kritisches Referat über die Arbeiten von Weinschenk, die Graphitlagerstätten Steiermarks betreffend. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1900, S. 198 und 1901, S. 168. — K. A. Redlich, Der Metamorphismus der obersteirischen Graphitlagerstätten. Oestr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1901. S. 403. — E. Weinschenk, Weitere Beobachtungen über die Bildung des Graphites, speziell mit Bezug auf den Metamorphismus der alpinen Graphitlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1903, S. 16 ff. — A. Aigner, Die Mineralschätze der Steiermark. Wien-Leipzig 1907. — Briefliche Mitteilungen von Prof. Dr. Redlich in Leoben an den Verfasser. Derselbe hatte die Güte, diesen Abschnitt, der über die Graphite seiner jetzigen Heimat handelt, vor dem Drucke durchzusehen.

Die Karbonsedimente¹⁾ werden in Steiermark nach Vacek unterlagert von kristallinen Gesteinen des Quarzphyllitsystems, das aus „Weißstein“, Grünschiefer, Glimmerschiefer und Phylliten zusammengesetzt ist. In den „Weißsteinen“ dieser kristallinen Gesteinsserie erblickte Weinschenk eine aplitische Randfazies des Zentralgranitgneises. Vacek stellte jedoch fest, daß unter den „Weißsteinen“ an einzelnen Stellen noch ein mächtiges Konglomerat, das Rannachkonglomerat existiert. Er hält deshalb die „Weißsteine“ für kristallin gewordene Sedimente.

Von den Mineralien, welche das Nebengestein der Graphitlager zusammensetzen, gibt uns Weinschenk als das wichtigste Quarz an. Dann folgen in sehr wechselnden Mengen Feldspat, Chloritoid, Chlorit, sericitartiger Glimmer, Hornblende, Graphit in staubartig feiner Verteilung, mitunter Calcit, etwas Apatit und Zirkon. Weit verbreitet ist auch Titaneisen, Titanit und Rutil.

Innerhalb dieser Schiefer tritt der Graphit in eigentlichen Lagern und Lagerlinsen auf. Die Mächtigkeit derselben ist sehr verschieden. In Kaisersberg und der Leims ist die maximale Mächtigkeit der Lager 6 m, in Sunk bei Trieben 4 m, in St. Lorenzen 2,5 m, in Aflenz 1 m. Die Längenausdehnung der Graphitlager ist sehr bedeutend. So ist bei Mautern und Liesingau ein Graphitschieferzug (durch Einfaltung scheinbar drei), auf 24 km Länge bekannt. Zwischen St. Michael und Rottemann beträgt die Länge der Graphiteinlagerungen mindestens 50—60 km.

Die Struktur des steirischen Graphites ist immer dicht. Der charakteristische glänzende Strich des Graphites wird daher oft vermißt. Es liegt aber trotzdem in allen steirischen Vorkommen typischer Graphit und kein Anthrazit vor, wie A. Bauer und Weinschenk auf chemischem Wege (Graphitsäure!) und physikalischem Wege (gute Wärmeleitung!) nachgewiesen haben. In einzelnen Vorkommen, die nach Weinschenk weiter vom zentralen Granitgneis entfernt liegen, findet sich neben Graphit auch amorpher Kohlenstoff, wie es Mertens²⁾ bei Dietmannsdorf feststellte

¹⁾ In einer Arbeit über die steirischen Graphitvorkommen bildet Weinschenk ein Profil ab, das durch Herrn v. Miller auf Grund früherer Profile von Stur durch den Leimser Graben (parallel zu diesem) gezogen ist. Das Profil, das sich auch in der Zeitschrift für praktische Geologie 1900, S. 37 und in einer Arbeit von De Launay (Annales des mines 1903, S. 82) wiederholt findet, ist nach Angaben des österreichischen Geologen M. Vacek unrichtig. Der Fehler des Profils liegt darin, daß echte Karbonschiefer und Kalke in regelmäßiger Wechselagerung zu stehen scheinen mit Gneisen, Glimmerschiefern, Phylliten und Chloritschiefern, was nach anderen Beobachtungen nicht der Fall sein soll.

²⁾ P. v. Mertens, Analyse eines Anthracites aus Dietmannsdorf in Steiermark. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1872, S. 185.

und Weinschenk bestätigte. Der Kohlenstoffgehalt des steirischen Graphites schwankt zwischen 42 und 87 Prozent¹⁾. Die Asche besteht nach K. Paul im Durchschnitt aus 66,25 Prozent Kieselsäure; 23,90 Prozent Tonerde, 7,94 Prozent Eisenoxyd, 0,43 Prozent Manganoxydul und 1,68 Prozent Kalk, sowie Spuren von Alkalien. Schwefelkies fehlt diesen steirischen Graphitvorkommen fast ganz. Sie sind daher als Rohmaterial zur Anfertigung von Gußformen, Schmelzriegeln usw. sehr geeignet.

Der Graphit der steirischen Lagerstätten tritt in zwei verschiedenen Varietäten auf. Er ist entweder weich, mild und erdig, oder er ist hart und anthrazitähnlich. Der erdige Graphit bildet schwarze, glanzlose Massen, welche staubartig fein verteilt sind. Größere steinige Partien des Nebengesteins können in diesem erdigen Graphit vorkommen. Der anthrazitähnliche Graphit dagegen ist ungewöhnlich hart, aber meist so zerrüttet, daß er schon in der Grube zu Grus zerfällt. Zwischen diesem harten Graphit kommt auch eine blasige, koksähnliche Varietät vor, deren Hohlräume mit lockerem weichen Graphit ausgefüllt sind. Es hat sich nach Weinschenk gezeigt, daß das Auftreten des erdigen Graphites vor allem an tektonische Störungen gebunden ist, so daß die erdige Varietät im allgemeinen als das Produkt einer Zermalmung des harten Graphites, zu deuten ist.

Über die Bildung der alpinen Graphitlagerstätten äußert sich Weinschenk etwa in folgender Weise:

In den Gesteinen der steirischen Graphitlagerstätten haben wir eine ursprünglich karbonische Schichtenablagerung vor uns, welche ehemals aus Kohlenschiefern, Sandsteinen, Konglomeraten, Kalken und verhältnismäßig schwachen Kalksteinlagerungen bestand. Alle diese Ablagerungen waren später den umwandelnden Einflüssen einer großen granitischen Intrusion ausgesetzt. Diese Intrusion war die des Gneisgranits, der im ganzen Bereich der Zentralzone der Alpen auftritt. Unter der Einwirkung dieses Granites kristallisierten die feineren Gemengteile der Gesteine um und die Kohle wurde zu Graphit. Die umwandelnden Agentien wirkten hierbei am intensivsten am Kontakte und verloren weiter entfernt immer mehr an Wirksamkeit. Die Graphitlagerstätten der Steiermark sind also nach Weinschenk kontaktmetamorph umgewandelte karbonische Ablagerungen, deren Umkristallisation unter gleichzeitiger Wirkung eines ungewöhnlich hohen Druckes (= Piezokontaktmetamorphose Weinschenk) erfolgte.

¹⁾ Zahlreiche Analysen von steirischen Graphiten siehe bei C. v. Johu, Verh. d. k. k. geol. R.-A 1892, S. 413.

Hörnes ist dagegen anderer Meinung. Nach ihm ist der Zentralgneis, welchen Weinschenk für die Kontaktmetamorphose verantwortlich macht, älter als Karbon. Hörnes begründet diesen wichtigen Ausspruch vor allem durch das Auftreten des sog. Rannachkonglomerates zwischen Gneis und carbonischem Schiefer. Dieses Konglomerat, welches mitunter das Hangende des Gneises bildet, enthält abgerollte Bruchstücke von Gneis. Im Gegensatz hierzu stellt aber Weinschenk fest, daß die kristalline Beschaffenheit der Schiefer mit der Entfernung vom Zentralgneisgranit abnimmt, und daß sie keinen Zusammenhang mit der Stärke der Zusammenpressung aufweist. Ferner soll mit der Entfernung vom Gneisgranit an Stelle des Graphites ein schungitähnlicher Anthracit treten, welcher beim Erwärmen zerknistert, was kontaktmetamorph veränderten Kohlen besonders eigen ist. Dann soll der Granit selbst endogene Kontakterscheinungen zeigen, wie Porphystruktur, Schieferung und aplitische Zusammensetzung. Auch schichtenförmige Einlagerungen aplitischer Gesteine innerhalb der Schiefer sind nach Weinschenk beobachtet, obwohl eigentliche Granitapophysen fehlen. Schließlich soll an vielen Stellen der Alpen das Alter des Zentralgranites als sicher postkarbonisch festgestellt sein, weshalb man aus Analogie auch für diesen Zentralgranit Steiermarks ein postkarbonisches Alter annehmen kann. Die Gneisgerölle des Rannachkonglomerates selbst hält Weinschenk für noch nicht genügend identifiziert.

Gegen diese vorgetragene Ansicht Weinschenks wandte sich außer Hörnes auch M. Vacek und K. A. Redlich. Neue Argumente bringen sie nicht vor, und sie weisen vor allem noch einmal auf die Rannachkonglomerate hin, welche durch ihre Gneisgerölle das prae-karbonische Alter des Gneises beweisen. Hierdurch wäre demnach eine kontaktmetamorphe Umwandlung der ehemaligen Kohlenflöze in Graphit durch die Einwirkung des Zentral-Gneises ausgeschlossen. Die Ursachen der Graphitbildung in Steiermark sind aber durch diesen negativen Beweis noch nicht geklärt¹⁾. —

1) Vor kurzem fand man in den Graphiten von Kaisersberg Erztrümer, bestehend aus Bleiglanz, Kupferkies und Magnetkies. — Auffällig ist das häufige gleichzeitige Auftreten von Graphiten, Talken und kristallinen Magnesiten. Die beiden letzten Lagerstätten werden mit postvulkanischen Prozessen oft in Zusammenhang gebracht. Es ist jedenfalls bei der Graphitbildung die Mitwirkung eruptiver Gesteine nicht ganz ausgeschlossen. Als solche kommen vor allem die mächtigen Porphyre und Diabase in Betracht, welche beide heute metamorphosiert sind. (Nach Redlich, briefl. Mitteilung an den Verf.)

Im Preßnitztale nächst Kraubath bestand nach bergbehördlichen Vormerkungen schon 1770 ein Graphitbau (A. Miller in Tunners Berg- und Hüttenmännischen Jahrbuch XIII. 1864. S. 226).

Die im Zeitraum 1855 bis 1905 in Beschürfung und Ausbeute befindlichen Orte sind: St. Gotthardt unweit Schattleithen, St. Stefan, Arnfels, Mautern, Kallwang, Stübing, St. Lorenzen, Trieben, Kaisersberg, Hohentauern, Leims, Klein-Veitsch, Kapellen, Jassing, Remschnigg, Wriessenegg usw.

Statistische Mitteilungen¹⁾. Von den 6 bestehenden Unternehmungen standen im Jahre 1908 4 in Betrieb. Dieselben beschäftigten 146 Arbeiter. Gewonnen wurden 10002,1 Tonnen Graphit im Gesamtwerte von 455953 Kronen oder 45,6 Kronen pro Tonne loco Grube.

Die Graphitlagerstätten Italiens.

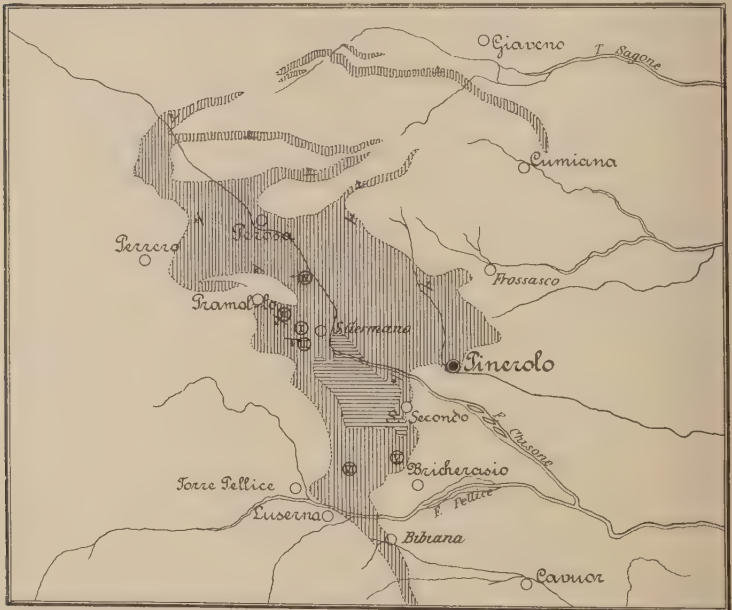
Die Graphitlagerstätten Italiens²⁾ liegen in den Ausläufern der Alpen, vor allem in dem südöstlichen Teil der Kottischen Alpen, in den Waldensertälern bei Pinerolo unweit Turin, dann aber auch im Tale der Bormida bei Bagnasco, in den sog. ligurischen Apennin.

In der Umgegend von **Pinerolo** sind die Graphitlager gebunden an Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite. Der dortige Gneis ist feinkörnig und arm an Glimmer. Als besondere Abart dieser Gneise treten konglomeratische Gesteine und in geringer Menge Quarzite auf. Letztere erhalten durch das Hervortreten linsenförmiger Partien derben weißen Quarzes oft eine augengneisähnliche Struktur. Die Glimmerschiefer sind in ihrem Aussehen sehr abwechslungsreich. Es sind teils gewöhnliche helle Glimmerschiefer, die häufig Granat und Chlorit führen, oder phyllitähnliche Glimmerschiefer, die direkt in chloritoidführende Quarzphyllite und Graphitphyllite übergehen. Außer diesen zahlreichen kristallinen Gesteinen ursprünglich sedimentärer Herkunft treten auch noch an verschiedenen Stellen typische Eruptivgneise auf, wie die Dioritgneise südlich San Germano. Letzteren wird neuerdings ein besonderer Einfluß bei der Entstehung des Graphites zugesprochen.

¹⁾ Nach Statistik des Bergbaues in Österreich für das Jahr 1908. Wien 1909.

²⁾ V. Novarese, I giacimenti di grafite delle Alpi Cozie. Boll. del R. Comit. Geol. d'Italia. XXIX. Roma 1898. p. 4. — V. Novarese, La Grafite nelle Alpi Piemontesi. Accad. reale delle scienze di Torino. Torino 1905. Vol. XL. — Reale Ufficio Geologico. Carta geologica delle Alpi Occidentali 1 : 400000. Roma 1908. — Freundliche briefliche Mitteilungen von V. Novarese an den Verfasser (Frühjahr 1910), sowie eigene Beobachtungen des Verfassers an Ort und Stelle im Sommer 1909.

Die Verbreitung der graphitführenden Gesteine in der Umgegend von Pinerolo ersieht man aus der beifolgenden Übersichtskarte (Fig. 11). Sie beginnen im nördlichen Teile der Kottischen Alpen nahe bei Cumiana. In diesem nördlichen Teile ist die Graphitzone durch mächtige, zwischen-gelagerte Gneisbänke in zahlreiche Arme geteilt, welche sich weiter südlich



Gesteine der Graphitzone, Gneis,
Glimmerschiefer, Konglomeratgneise,
Graphitbänke.

— Dioritgneis

I Timosella, Dormigliosi.

IV Gran Roccia, Masseilotti e Peirotti.

II Siassera.

V Comba Oscura.

III Iela, Brutta Comba.

VI Castelluzza.

Figur 11.

Karte der Graphitzone der Kottischen Alpen. (Nach Novarese.) Maßstab 1:250 000.

zu einer großen Masse vereinen, um ihren südlichsten Abschluß dann unter den Diluvialmassen der norditalienischen Tiefebene am Fuße der Alpen zu verbergen.

Die Mächtigkeit der graphitführenden Gesteinszone schwankt sehr. Im nördlichen Teile des Gebietes bei Giaveno beträgt die Mächtigkeit

300 bis 400 m; im Val Chisone bei San Germano aber bereits 2000 m, während sie in dem südlicher gelegenen Val Pellice wieder geringer ist. An allen diesen Stellen findet sich Graphit mindestens als Pigment der Gesteine.

Der abbauwürdige Graphit tritt innerhalb dieser Zone in Linsen oder Lagern auf. Die Mächtigkeit dieser Lager beträgt wenige Zentimeter bis zwei oder drei Meter, zuweilen auch fünf bis sechs Meter. Das Einfallen der Schichten ist meist ziemlich steil. So beträgt es in der Ost-West streichenden Lagerstätte von Timosella und Dormigliosi im Tale von Pramollo 40° bis 50° nach Süd. Es sind hier drei Flöze vorhanden, von welchen aber nur das obere abgebaut wird. In der westlich gelegenen Grube von Siassera ist das Einfallen noch steiler, bis zu 75° nach Süd. Die reichsten Partien des Flözes sind hier in Linsen oder Säulen vorhanden, deren Einfallen kleiner ist als das Einfallen des Flözes. Infolge starker tektonischer Bewegungen sind die Schichten dieser Lagerstätten stark gefaltet. Hierbei ist an einer Stelle sogar ein kleiner Seitenarm vom Hauptgraphitlager abgequetscht, was der sonstigen Regelmäßigkeit der Lagerung nur scheinbar widerspricht. Die Gruben von Icla und Brutta Comba auf der rechten Seite des Tales von Pramollo bearbeiten Graphitflöze, welche denen von Timosella und Dormigliosi parallel liegen. Der Ausstrich dieser Lager ist durch zahlreiche Versuchsbaue auf 2 km Länge zu verfolgen und zeigt zwei bauwürdige Flöze, von welchen die Grube Icla nur das obere abbaut. In einem wahrscheinlich tieferen Horizont als die bisher genannten Graphitvorkommen liegen die Flöze der Gruben Gran Roccia Masseilotti e Peitrotti im Val Chisone. Das Streichen der Schichten ist hier N-S, das Einfallen 30-35° nach West. Weiter südlich liegen noch die Gruben Comba Oscura und Castelluzzo, in welchen der Graphit eng an graphitführende Glimmerschiefer gebunden ist.

Der Graphit aller dieser Vorkommen ist von schöner, schwarzer, halbmetallisch glänzender Farbe. Infolge seiner Reinheit fühlt er sich meist weich und fettig an. Die reinsten Partien sind am dunkelsten und glänzen nur wenig. Die Asche besteht hauptsächlich aus Kieselsäure und enthält Spuren von Eisen. Pyrit fehlt im allgemeinen. Der Kohlenstoffgehalt schwankt, sogar in der einzelnen Bank, meist in der Richtung vom Hangenden zum Liegenden. Im Durchschnitt beträgt C = 60—65 Prozent (die besseren Sorten im Durchschnitt 70 Prozent, die schlechtesten 40—60 Prozent).

Über die Entstehung dieser Graphite äußert sich Novarese etwa folgendermaßen: Die Graphite sind eingelagert in kristalline Gesteine, die ihrerseits, wie es die Konglomeratbänke zeigen, aus Sedimentgesteinen hervorgegangen sind. Diesen Sedimentgesteinen war in kleinen Flözen Kohle zwischengelagert, aus welcher bei der Metamorphose Graphit entstand.

Bestätigt wird diese Ansicht durch die Funde von Anthrazit innerhalb der Graphitflöze. Schon Barelli, Baretti und Maggiore geben an, daß sich Anthrazit bei Torre Pellice gefunden habe. In den Jahren 1902/03 haben dann Schürfe bei Clot di Boulard (Gemeinde Pomaretto) unzweifelhaft das Vorhandensein von Anthrazitflözen innerhalb der Graphitzone festgestellt, nur daß umgekehrt wie in den ligurischen Alpen hier der Graphit die Regel und der Anthrazit die Ausnahme ist.

Das Alter der ursprünglichen Kohlenablagerungen ist aus Mangel an Fossilien schwer zu bestimmen. Der petrographische Charakter des Nebengesteins soll den weiter nördlich und südlich gelegenen karbonischen Ablagerungen vom Aosta- und Bormidatal in den ligurischen Alpen ähnlich sein. Die ursprüngliche Kohlenablagerung des Graphitgebietes von Pinerolo könnte man durch Analogieschluß auch als karbonisch bezeichnen.

Die Ursache der Umwandlung dieser karbonischen Kohle in Graphit wurde früher der alpinen Regional- resp. Dynamometamorphose zugeschrieben. Neuerdings will Novarese einen großen Einfluß auch dem Dioritmassiv des unteren Chisonetales beilegen, der intrusiv innerhalb der Graphitzone auftritt. In Übereinstimmung hiermit sollen die anthrazitführenden Graphitflöze am weitesten vom Dioritgneis entfernt sein, während die reinsten Graphitvorkommen dem Dioritmassiv am nächsten liegen. —

Die erste Nachricht über die Verwendung von Graphit in der Umgegend von Pinerolo findet sich 1835 in einem statistischen mineralogischen Bericht des Königreichs Sardinien von Barelli. Danach diente der Graphit damals zur Herstellung von Schmelztiegeln. Im Jahre 1860 betrug die Förderung zirka 84 Tonnen und stieg dann langsam bis zu den Jahren 1896/97, wo ein überraschend großer Aufschwung in der Produktion eintrat. Derselbe betrug damals 4000 Tonnen. Das weitere Steigen der Produktion ist aus der später folgenden Tabelle über die Produktion Italiens zu ersehen, die fast ausschließlich aus den cottischen Alpen stammt.

Die Lage der Graphitgruben ist als relativ günstig zu bezeichnen, da sie alle nur 600—700 m hoch liegen, mit Ausnahme der Grube Siassera (950 m). Für alpine Verhältnisse ist diese Höhenlage sehr gering. Fahrbare Straßen und Wege führen von den Gruben ins Tal zu den Aufbereitungsanlagen, von wo dann per Eisenbahn die Weiterbeförderung des fertigen Materiales erfolgt.

Der Grubenbau erfolgte früher in sehr primitiver Weise, ist aber heute größtenteils modernisiert. Es herrscht meist Stollenbau. Das gewonnene Material wird gemahlen und verkauft. Der meiste Graphit wandert in die Eisenhütten. —

Die Graphitlagerstätten Liguriens befinden sich in der Umgegend von Bagnasco im **Bormidatal**. Sie stehen hier in engem Zusammenhang mit

graphitführenden Anthrazitbänken. Es ist der Übergang von Anthrazit in Graphit hier besonders deutlich zu erkennen. Das Alter dieser Ablagerungen ist sicher karbonisch. Als Nebengestein treten Sandsteine, Konglomerate und Schiefer auf. —

Weitere Graphitvorkommen, die aber zurzeit nicht abgebaut werden, finden sich innerhalb Piemonts in den Grajischen und Penninischen Alpen. Die Graphitlagerstätten sollen sich hier in fünf verschiedenen Niveaus finden. Als Nebengestein kommt vor allem feinkörniger Gneis, Glimmerschiefer und Quarzit in Betracht. Charakteristisch für die Gegend ist auch das Auftreten jüngerer Eruptivgesteine, wie das der Diorite bei Traversella und das der Syenite bei Biella. Der Graphit tritt in der Gegend Sesia-Val di Lanzo in zweierlei Form auf. Einmal ist er fein verteilt in Glimmerschiefern und Graphitschiefern, wie im Val dell' Orco und im unteren Val di Lanzo. Dann aber findet er sich auch in Form kleiner Knoten innerhalb eines Gesteines, das aus großen Granaten und einer unbestimmbaren weißen Grundmasse besteht. Letzteres Vorkommen liegt in der Umgegend von Vasero im Tale der Ribordone und an anderen Orten. Am Monte Pisano im Tale der Ribordone ist bis jetzt resultatlos auf Graphite geschürft worden, während bei Cozziola der Graphit in einem Kinzigitgneise früher abgebaut wurde. —

In Calabrien befindet sich eine verlassene Graphitgrube nahe bei Olivadi. Der Graphit kommt hier in kleinen Knoten innerhalb eines Kinzigites vor. —

Die Statistik über die italienische Graphitproduktion des Jahres 1908 zeigt folgende Zahlen. (Nach Rivista del servizio minerario.)

I. Produktion des Distriktes (Bergamts) Turin („Kottische Alpen“):

Zahl der produktiven Gruben	10
„ „ „ Schürfe	8
Produktion	8 428 Tonnen
Wert pro Tonne	29,42 Lire
Gesamtwert der Produktion	248 000 „
Zahl der Arbeiter unter Tage	171
„ „ „ über „	27.

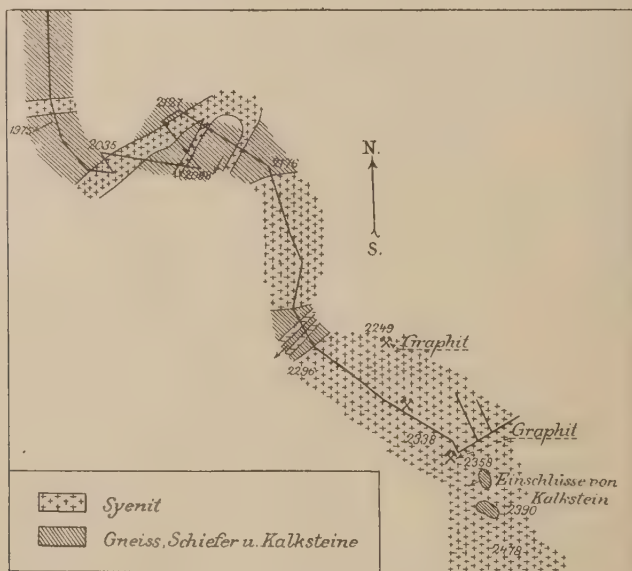
II. Produktion des Distriktes (Bergamts) Carrara („Ligurischer Apennin“):

Zahl der produktiven Gruben	2
„ „ Schürfe	6
Produktion	4 486 Tonnen
Wert pro Tonne	27,00 Lire
Gesamtwert der Produktion	121 122 „
Zahl der Arbeiter unter Tage	62
„ „ „ über „	10.

Die Graphitlagerstätten Rußlands (inklusive Russisch-Asiens).

Die interessanteste und bekannteste Graphitgrube Rußlands ist die jetzt leider auflässige **Alibert-Grube** auf dem Botogolsky-Goletz in Ost-sibirien. Eine ausführlichere Beschreibung dieser Lagerstätte gibt uns Jaczewski¹⁾.

Die Alibert-Grube, auch Grube Mariinskij benannt, liegt auf dem 2478 m hohen Gipfel des Botogol (Batougol), am Oberlauf des gleichnamigen Baches, der selbst in den Khonechone (Chonschon), einem Nebenfluß der Biélaia (Bjelaja), mündet. Die Grube liegt nahe der chinesischen Grenze, westlich von Irkutsk.



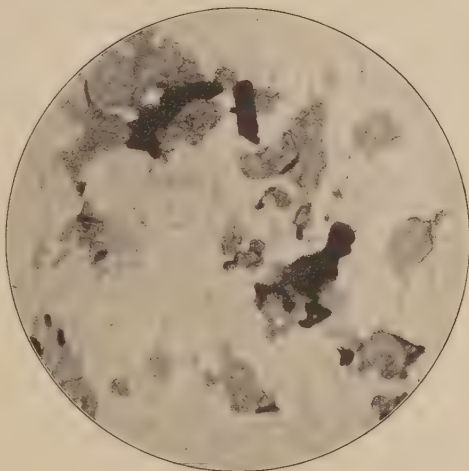
Figur 12.

Geologische Karte der Graphitlagerstätte Alibert in Ost-Sibirien.
(Nach M. Jaczewski-De Launay.)

Den geologischen Aufbau der Gegend bilden stark gefaltete, süd-westlich streichende metamorphe Schiefer, Gneise und Kalksteine, welche von Graniten, Syeniten und Basalten durchsetzt werden (Fig. 12). Der

¹⁾ L. Jaczewski, Die Alibert'sche Graphititlagerstätte auf dem Botogolsky-Golez. — Explorations géol. et minières le long du chemin de fer de Sibérie. Livre XI. 1899. 19—56.

Gipfel des Berges selbst besteht aus einem graphithaltigen Nephelinaugitsyenit, der von untereinander wechsellagernden Gneisen, Glimmerschiefern, Kieselschiefern und graphitreichen Kalksteinen umgeben wird. Der Graphit ist im Nephelinsyenit stets eng mit Augit verwachsen. Beide Mineralien können sich gegenseitig umschließen und von Elaeolith eingebettet werden. (Fig. 13). Schöne Titanitkristalle sind oft von Graphit umgeben. Der Feldspat des Gesteines ist meist Mikroklin, Mikroperthit und Mikroklinperthit, seltener Orthoklas. Die farbigen Gemengteile sind im allgemeinen untergeordnet. Außer Pyroxen findet man im Dünnschliff des graphithaltigen Nephelinsyenites auch noch Amphibol und Biotit. Elaeolith kommt in idiomorphen Kristallen vor. Calcit¹⁾ gehört mit zu den ersten Auscheidungen des Magmas und ist bisweilen von einem einheitlichen Biotitsaume umgeben. Schollen von grobkörnigem Kalkstein sind in dem Nephelinsyenit oft eingeschlossen und werden dann von den verschiedenst gearteten Syenitgängen durchsetzt. Auch in den umgebenden Gesteinen dieses Nephelinsyenits ist Graphit eingesprengt. Einige Autoren, z. B. Weinschenk, berichten von Graphitgängen, denen besonders der be-



Figur 13.

Graphit, verwachsen mit Ägirin im Elaeolithsyenit der Alibertgrube, Ostsibirien. Vergrößerung 1:71.

kannte gefaltete Graphit entstammen soll. Letzteren hielt Breithaupt wegen dieser merkwürdigen Struktur für metamorphisiertes Holz. Der Graphit der Alibert-Lagerstätte gehört teilweise zum typischen Graphit, teilweise zum Graphitit im Sinne Luzis.

Die Entstehung des Alibert-Graphites deutet J a c z e w s k i folgendermaßen: Die umgebenden Schiefer und Kalksteine sind heute stark graphithaltig. Dieser Graphit ist in diesen Gesteinen aus kohligter Substanz

¹⁾ O. Stutzer, Über primären Calcit im Elaeolithsyenit des Botogolsky-Golez in Ostsibirien. (Graphitgrube Alibert.) Centralblatt für Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1910. S. 433—435.

entstanden. Große Schollen dieser Gesteine wurden von dem intrusiven Syenit teilweise aufgelöst, teilweise nur metamorphosiert. Die ursprünglich kohlige Substanz wurde hierbei entweder direkt in Graphit übergeführt oder gelöst und bei der Magmaerkaltung als Graphit wieder ausgeschieden, analog den Experimenten Moissans. Die Differentiation des Syenitmagma wurde durch die Absorption des Kohlenstoffes gefördert. Dieser genetischen Erklärung tritt de Launay entgegen. Nach ihm ist der Graphit der Alibert-Grube anorganischen Ursprungs. Hierfür scheint ihm unter anderem die Größe der Graphiteinschlüsse im Nephelinsyenit zu sprechen, da Blöcke von 30 bis 40 cm mit 97—100 Prozent Kohlenstoff gefunden werden, während in den Schiefen analoge Massen fehlen. Weinschenk, der ebenfalls für eine anorganische Entstehung der Alibertschen Graphitvorkommen eintritt, weist besonders auf die chemische Zusammensetzung des Nephelinsyenits hin. Wenn in dem Graphitgehalte des Nephelinsyenites Reste eines resorbierten oder umkristallisierten kohlenstoffhaltigen Schiefermaterials vorliegen, so müßte der Nephelinsyenit auch sonst noch Spuren einer großen Aufnahme von chemisch weit abweichendem Material deutlich erkennen lassen. Die Bauschanalyse des Gesteines müßte alsdann eine Zusammensetzung ergeben, welche von der eines normalen Nephelinsyenit ziemlich weit abweicht, und es müßten sich andererseits Übergemengteile finden, die auf die resorbierten Schieferpartien zurückzuführen sind. Beides scheint jedoch nicht der Fall zu sein. (Siehe auch Seite 79.) —

Geschichtliches und Statistisches. Die Alibert-Gruben sind seit 1838 bekannt. Im Jahre 1848 kaufte sie Alibert, der 1856 die ganze Produktion an A. W. Faber in Nürnberg verkaufte. Die besten Qualitäten dieses Graphits enthielten 97—98 Prozent C. Seit 1858 stehen die Gruben wegen der überaus hohen Transportkosten still. Nur geringe Mengen werden von Zeit zu Zeit zwecks Herstellung von Schmelzriegeln für einige Nachbarhütten (z. B. Goldschmelze in Irkutsk) diesem Graphitvorkommen noch entnommen. —

Weitere reiche Graphitvorkommen finden sich in Sibirien¹⁾ im nördlichsten Kreise des Gouvernements Jenisejsk, in **Turuchansk** an den Flüssen Niznaja-Tunguzka, Bachta und Kurejka, welche alle auf der rechten Seite in den Jenisej einmünden. Die Graphitlager sind hier in Tonschiefer und Gneise eingebettet. Sie sind 2—4 m mächtig. Etwa 320 km oberhalb der Mündung des Niznaja Tunguzka ist ein 4—6 m starkes Graphitlager aufgeschlossen, dessen 3—4 m mächtige Oberbank einen festen

¹⁾ R. Helmhacker, Graphitvorkommen in Rußland. Berg- und Hüttenm. Zeitung. 1896. S. 29.

Graphit enthält, während die 0,75—1 m mächtige Unterbank aus mildem Graphit besteht und von der Oberbank durch ein bräunliches Zwischenmittel getrennt ist. Die Bildung dieser Graphitbänke wird durch Kontaktmetamorphose mitteljurassischer Kohlenflöze erklärt. Entsprechende Kohlenflöze sind schon lange in diesem Gebiete bekannt. In etwa 185 Werst von der Mündung der Nižnaja Tunguska aufwärts sind diese Flöze durch jüngere Eruptivgesteine sehr gestört und in Anthrazit umgewandelt.

Die Graphitlagerstätten von Turuchansk sind in den Jahren 1859 bis 1863 entdeckt worden. Im Jahre 1861 wurden 70 000 Pud Graphit hier gewonnen. Die Menge des vorhandenen Graphites wird nach Helmacker auf 10 Mill. Pud geschätzt. —

Auf der Tschuktschenhalbinsel¹⁾, am nordöstlichsten Ende Sibiriens, hat J. Korsuchin am Abhange des Berges Telgakar Graphit entdeckt. Es liegen hier unregelmäßige Graphitlinsen in einem Graphitgneise. Eine besondere Bedeutung ist diesen Vorkommen aber nicht beizumessen.

Aus dem **Kaukasus** beschreibt Semba²⁾ einige Graphitvorkommen, von denen eins innerhalb von Tonschiefer im Terskschen Kreise, ein anderes innerhalb jurassischer Tonschiefer im Gouvernement Tiflis und ein drittes als Konkretion in einem Quarzsandstein im Gouvernement Kutais liegt. Die Namen dieser Vorkommen sind: Dzimarsk, Tschumaletetz, Gwerdiew.

Im nördlichen Kaukasus finden sich in der Nähe des Ortes Djimara größere Graphitmengen, über die J. Strishow³⁾ berichtet. Das Hauptlager hat hier eine Mächtigkeit von 18 cm bis 3,58 m, im Mittel 1 m. Der reine Graphit bildet in diesen Flözen ein oder zwei Lager von 1/2 bis 22 cm, im Mittel 14—18 cm Dicke. Das übrige ist mit Graphit imprägnierter Schiefer. Die Länge des Hauptlagers soll 1 1/2 km und die Menge des Graphits etwa 112 Mill. kg betragen. Die Entstehung dieses Graphites ist durch kontaktmetamorphe Umwandlung von Kohle unter dem Einfluß benachbarter Eruptivgesteine zu erklären.

Im östlichen Teile der Kirgisensteppe hat man in den Vorbergen des Tarbagataigebirges an drei Stellen des Kreises Kokpektinsk im Gouvernement Semipalatinsk und im Kreise Sergiopol im Gouvernement Semirečinsk Graphit gewonnen. Derselbe wurde in der Permschen Stahl- und Kanonenhütte verarbeitet.

¹⁾ J. Kosuchin, Tschuktschenhalbinsel (Ostasien). Z. f. p. G. 1906. S. 377.

²⁾ J. Semba, Graphitlager im Kaukasus. Revue Technique Universelle. 1901. 171. (Russ.)

³⁾ Bull. de la Société Imp. Géog. Russ. vol. XIV. S. 170.

ordentlicher Reinheit. Als Gangart der Graphitlinsen wird Kalkspat, Braunspat und Quarz genannt.

Die Grünsteine von Borrowdale sind vielleicht jünger als der Graphit, da eckige Graphitfragmente oft in diesen Grünsteinen eingeschlossen sind. —

Der Graphit dieser Lagerstätte wurde schon in früher Zeit von Farmern der Umgegend von Borrowdale zur Markierung von Schafen benutzt. Im Jahre 1778 betrug der Wert des geförderten Graphites bereits 30 sh pro Pfund, 1829 35 sh und 1833 sogar 45 sh, später fiel er wieder auf 30 sh. Im Jahre 1876 wurde die letzte Tonne Graphit der Grube entnommen. Die Grube lag am Abhange eines 600 m hohen Berges. —

Eine andere berühmte Graphitgrube Englands ist die Lagerstätte von **Cummock** in Ayrshire. Nach Davies ist die Reihenfolge der Schichten hier von oben nach unten folgende:

1. Weißer Quarzsandstein mit wenigen Glimmerschuppen.
2. Tonschiefer, 3—3,6 m mächtig, bisweilen hornsteinartig.
3. Grünstein, mit etwas Graphit.
4. Tonschiefer, 3,6 m mächtig, wie unter 2.
5. Grünstein, 9—30 cm mächtig.
6. Graphitflöz, 0,90—2,40 m mächtig, bestehend aus Graphit und Anthrazit. Der Graphit ist kompakt oder schuppig, bisweilen auch säulig. Der Anthrazit ist säulig abgesondert. Graphit ist hierbei von Kohle oder Kohle von Graphit umschlossen.
7. Grünstein.
8. Hornsteinartiger Tonschiefer, 3—4,20 m mächtig.
9. Sandstein wie unter 1.

Die Qualität dieses Graphites soll noch besser gewesen sein als die von Borrowdale. Seine Entstehung ist durch kontaktmetamorphe Umwandlung vorhandener Kohlenflöze zu deuten. Die Ursache dieser Kontaktmetamorphose ist die Eruption des Grünsteins. Wie alle Graphitgruben Englands ist auch Cummock aufgelassen. —

Eine andere Graphitgrube bestand seit 1816 in Glen-Strath-Farrar in Nordschottland. Der Graphit kam hier in unregelmäßigen Partien eingesprengt in einem Gneis vor. Feldspat, Quarz, Glimmer und Granat, die Bestandteile des Gneises, waren dem Graphit beigemengt. Der Graphit selbst war schuppig.

Graphitvorkommen sind ferner auch im nördlichen Wales bekannt, in Montgomeryshire und Merionethshire. Er tritt hier bei Llansaintfraid und Penygarnedd sowie bei Llanymawddy im Hangenden des dortigen Balakalksteines auf.

Die Graphitlagerstätten Schwedens.

In Schweden fördert man Graphit in der Provinz Westmanland, in der Nähe von Norberg. Es liegen hier die Vorkommen: Klackbergs-fältet, Stora Giltjärns-grufvan, Ekorrsveds-grufvan und Skrammelfälls-grufvan. An letzterem Orte¹⁾ liegen geringprozentige Graphitschiefer in Glimmerschiefer, die von Granitgneis umgeben sind. Die Breite des Vorkommens soll 3—6 m, die Länge 50—60 m betragen. Nach langer Pause wurden hier von Januar bis März 1910 1400 Tonnen Graphit mit bis 35 Prozent C gefördert. Im März wurde der Betrieb wieder eingestellt.

In Vesternorrland findet sich Graphit in Granit und Pegmatit eingeschlossen bei Gansviks grafitgrufva, in der Nähe von Hernön, Säbrå Sn.

Auch im schwedischen Teile von Lappland²⁾ finden sich Graphitvorkommen. So besonders in der Umgegend von Vittangi, z. B. bei Jälketkurkkio am Torne-Elf. Der Graphit tritt hier in einem Gabbrogestein am Kontakte mit einem Granit resp. Syenitgranulit auf. Andere Vorkommen finden sich bei Skatamark und Tallberget am Öre-Elf. Abbau findet an allen diesen Vorkommen nicht statt.

Die Graphitlagerstätten Grönlands.

In Grönland findet man Graphitvorkommen bei Karsuarsuk (71° N.) auf der Nordseite der Halbinsel Nugsuak. Dieselben sind von A. Heim³⁾ kurz beschrieben worden.

Die Hauptgraphitlagerstätte dieser Gegend liegt 40 km westlich Karsuarsuk, an einem Bergabhang südwestlich des Ortes Niakornat (485 m). Der Graphit ist hier kompakt, feinkörnig, violettgrau und sehr rein. Er enthält keine Schieferlagen, dagegen vereinzelte nuß- bis eigroße kalkhaltige Konkretionen. Sein Lager soll 1,50 m mächtig sein. Peridotite treten in der Nähe des Lagers auf. Dieselben haben durch Kontaktmetamorphose den Graphit gebildet.

Viel besser noch ist die kontaktmetamorphe Entstehung des Graphites in der Kohlengrube bei Karsuarsuk zu studieren. Ein Pikritgang wird hier beiderseitig von einer je 4—6 m mächtigen Kontaktzone begleitet.

¹⁾ Nach eigenen Beobachtungen an Ort und Stelle (August 1910) und nach Mitteilungen der Fagersta Bruks Aktiebolag an den Verfasser (6. September 1910).

²⁾ O. Stutzer, Anorganische Graphitvorkommen in Lappland. Centralblatt f. Min. Geol. u. Pal. 1907. S. 433 ff.

³⁾ A. Heim, Über die Petrographie und Geologie der Umgegend von Karsuarsuk, Nordseite der Halbinsel Nugsuak, W. Grönland. Meddelelser om Grönland. XLVII. Kopenhagen 1910.

In 2—3 m Abstand vom Pikrit ist die Kontaktwirkung noch ebenso intensiv wie am unmittelbaren Kontakte. Die Tone sind hier in glashart klingende Hornsteine umgewandelt, die Pflanzenreste sind graphitisiert. Die Sandsteine sind in Quarzit, die Kaolinsandsteine in Hornsteine mit groben Quarzkörnern umgewandelt, und alle feineren Kohlen-schnitzer innerhalb dieser Sedimente erscheinen im Kontakthof als Graphit-schnitzer. Die kontaktmetamorphe Entstehung dieses Graphites steht außer allem Zweifel.

Auch am benachbarten Østerfjeld sind ähnliche Verhältnisse vorhanden. Man findet hier alle Übergänge von einem weißen Quarzit-sandstein zu einem dunkelviolettblauen, völlig mit Graphit imprägnierten Sandstein. In letzterem kommen auch einzelne Schlieren von reinem Graphit vor. Die Kontaktmetamorphose wurde durch ein Peridotitmagma erzeugt. Die umgewandelte kohlige Substanz hatte in allen diesen genannten Graphit-Vorkommen der Umgegend von Karsuarsuk ursprünglich oberkretazeisches Alter.

Sonstige Graphitvorkommen Europas.

Über sonstige Graphitvorkommen Europas ist noch kurz folgendes zu berichten:

In **Norddeutschland** wird bei Friedrichroda, 3 Stunden von Gotha, Graphit gegraben.

In **Spanien**¹⁾ tritt Graphit an mehreren Stellen des Landes auf. Für den Abbau kommen jedoch fast nur die Vorkommen der Provinz Malaga (Andalusien) in Betracht. Im 18. Jahrhundert hat hier neben vielen anderen Werken die Grube Marbella 9476 Tonnen exportiert, besonders nach Sevilla (Schmelztiegelwerke). Heute ist die Produktion ganz gering.

Nebengestein der dortigen Graphite sind Serpentine und Dioritporphyre, welche palaeozoische Schiefer durchbrechen. Der Graphit tritt teilweise als Linse oder unregelmäßige Ader im Serpentin auf, bisweilen zusammen mit Blei-, Eisen- und Nickelverbindungen. Er ist oft rein und blättrig. Die Flächenausdehnung dieses graphitführenden Gebietes beträgt 66 km in der Länge und 22 km in der Breite. Die in Sammlungen als Graphit von Ronda und Granada bezeichneten Stücke entstammen wahrscheinlich diesem Gebiete. Neuerdings soll die Provinz Santander Graphit in geringer Menge exportieren.

¹⁾ D. S. Calderón, Los Minerales de España, Madrid. 1910.

In der **Schweiz**¹⁾ findet sich Graphit vor allem in den karbonischen Schiefern des Kanton Wallis. Die Graphitgruben liegen hier bei Isérables, ungefähr 700 m oberhalb Riddes. Der Graphit geht in Anthrazit über und bildet das Nebengestein der dort früher abgebauten Anthrazitflöze. Die Förderung betrug früher 3000 Tonnen pro Jahr, und wurde in der Hüttenindustrie als Graphitformschwärze verwandt.

Im Kanton Graubünden wurde Graphit bei Roverado im Tale Mesoleino unterirdisch gewonnen. Der Graphit war in Gneis eingelagert.

In **Frankreich** kennt man Graphit im Departement des Arriège, im Departement Hautes Alpes bei Pissie und im Rhône-Departement bei Brusin, Vaugansay und Sainte Paul.

Die Graphitlagerstätten Asiens

(exklusive russisch Asiens).

Die Graphitlagerstätten Ceylons.

Die Graphitlagerstätten der Insel Ceylon²⁾ nehmen heute unter allen Graphitvorkommen der Welt dem Werte ihrer Produktionen nach die erste Stelle ein.

Die Insel Ceylon liegt südöstlich des äußersten Südzipfels von Vorderindien. In geologischer und geographischer Beziehung gliedert sich Ceylon in zwei scharf gesonderte Gebiete, in ein zentrales, älteres Gebirge (Pidurutallagalla 2538 m hoch) und in ein jüngerer Gebiet, das vorherrschend aus

1) „Die nutzbaren Mineralien der Schweiz“. Z. f. p. G. 1899. S. 220.

2) R. Gygax, On the Mineralogy of Ceylon. Journ. Roy. Asiat. Soc. Ceylon Branch I. 3. 1847. — A. C. Dixon, The Rocks and Minerals of Ceylon. Journ. Roy. Asiat. Soc. Ceylon Branch VI. 22. 1871. — H. Nevill, Notes on the Geological Origin of S. W. Ceylon, together with its Relation to the Rest of the Island. Journ. Roy. Asiat. Soc. Ceylon Branch VI. 22. 1871. — F. v. Richthofen, Bemerkungen über Ceylon. Z. d. D. g. G. XII. S. 523. 1860. — E. Tennent, Ceylon, an account of the island, physical, historical, and geographical. London 1860. — A. M. Ferguson, On Plumbago, with Special Reference to the Position occupied by the Mineral in the Commerce of Ceylon etc. Journ. Roy. Asiat. Soc. Ceylon Branch IX. 31. 1885. — F. Sandberger, Beitrag zur Kenntnis des Graphits von Ceylon und seiner Begleiter. N. Jahrb. f. M. G., u. P. 1887. II. S. 12. — A. Laacroix, Contributions à l'étude des gneis à pyroxène et des roches à wernerite. Chap. VII. Ceylon et Salem. Bull. soc. franç. mineral. 1889. 12. 282. — Joh. Walther, Über Graphitgänge in zersetztem Gneis (Laterit) von Ceylon. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XLI. S. 359. 1889. — A. Zirkel, Ceylon, Vortrag gehalten im Verein für Erdkunde zu Leipzig, 1896. — G. Melzi, Sopra alcune

Korallenkalken und Seesanden besteht, und das sich rings um das alte Gebirge in unregelmäßigen ebenen Flächen ansetzt. Die Hauptmasse des zentralen Gebirges, das etwa ein Fünftel der ganzen Insel einnimmt, besteht geologisch aus Granuliten und Gneisen. In einem westlichen Teile liegen die zahlreichen berühmten Graphitlagerstätten (ca. 300), unter welchen vor allem die Gegend von Kurunegala (mit Ragedara) genannt werden muß (154 Gruben). Weitere Fundpunkte sind: Ampe und Pushena im Distrikt Kegalla, Awisawella, die Bezirke Hēwagam-Koralé, Raygam-Koralé, Pasdun-Koralé (z. B. Humbulwa), Morawak-Koralé (z. B. Napé), Kolonná-Koralé (z. B. Vegiriya) und andere.

Eine eingehende petrographische Beschreibung der kristallinen Gesteine der Insel Ceylon geben uns M. Diersche und A. K. Coomára-Swámy. Weitere Angaben finden wir bei Weinschenk. Da die richtige Deutung des Nebengesteines für die richtige Deutung der Entstehung dieser Graphitlagerstätten eine der Hauptvoraussetzungen ist, so sei zunächst auf diese Nebengesteine kurz eingegangen.

Die wichtigsten kristallinen Gesteine der Insel Ceylon sind Gneise und Granulite. Unter den Granuliten kann man als besonderen Typus Pyroxengranulite neben den gewöhnlichen Granuliten unterscheiden. Wesentlicher Bestandteil der Pyroxengranulite ist Pyroxen und Feldspat (meist Labrador). Als Nebengemengteil tritt in wechselnden Mengen auf: Orthoklas, Quarz, Amphibol, Magnetit, Biotit, Apatit und Zirkon. Bei Abwesenheit von Quarz und Granat werden die Gesteine gabbroähnlich; während Gemenge, die hauptsächlich aus Pyroxen und Granat bestehen, sich dem Eklogit nähern. Die Struktur des Gesteins ist typisch granulitisch. Die Quarzkörner sind wie in normalen Granuliten langgestreckt. Die gewöhnlichen Granulite der Insel Ceylon sind heller, meist weiß oder grau und enthalten als Einsprenglinge zahlreiche rote Granaten. Als Hauptgemengteil tritt auf: Quarz (in langgestreckten Körnern), Feldspat (Orthoklas und Mikroklin-

Rocce dell' Isola di Ceylon. Rendic. R. Ist. Lomb. di Scienze e Lettere. 2. XXX. S. 89. 1897. — F. H. Modder, A Geological and Mineralogical Sketch of the Northwestern Province, Ceylon. Journ. Roy. Asiat. Soc. Ceylon Branch XV. 48. 1897. — M. Diersche, Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Graphitvorkommen Ceylons. Jahrbuch d. K. K. geol. Reichsanstalt. XLVIII. Bd. Wien 1899. S. 231. A. K. Coomára-Swámy, On Ceylon Rocks and Graphite. The Quart. Journal of the Geol. Soc. of London LVI. London 1900. S. 590. — F. Grünling, Über die Mineralvorkommen von Ceylon. Zeitschr. f. Krystall. u. Min. XXXIII. Bd. Leipzig 1900. — E. Weinschenk, Die Graphitlagerstätten der Insel Ceylon. Abh. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. II. Cl. XXI. Bd. II. Abt. München 1900. — A. Stonier, Graphite Mining in Ceylon. Institution of Mining and Metallurgy, Vol. 1903.

Mikroperthit und Plagioklas) und Granat, als Nebengemengteil: Biotit, Magnetit, Ilmenit, Apatit, Zirkon und selten auch Zoisit. Spuren von Schriftgranitstruktur sind hier und da zu sehen.

Von sonstigen Gesteinen dieser Graphitgebiete werden noch genannt: gewöhnliche Diorite, Quarz- und Quarz-Hypersthen-Diorite, Gabbro, Quarz-Norite, Serpentine, Granite, Pegmatite, Mikroklingneis und Anorthositgneis. Übergänge zwischen den meisten dieser Gesteine gibt es. Außerdem findet sich in der Nähe der Lagerstätten noch Kalkstein und eine Anzahl von Gesteinen, die sich durch ihren Gehalt an Kontaktmineralien auszeichnen und aus Kalkstein wohl teilweise hervorgegangen sind, wie z. B. ein Skapolith-Wollastonit-Pyroxengestein. Graphit ist in diesen Kontaktgesteinen und im Kalkstein in kleinen Mengen vorhanden. Petrographisch bemerkenswert ist auch die von Coomára-Swámy beobachtete schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Calcit in der Nilhene-Graphite-Mine.

Die Granulite Ceylons werden von fast allen neueren Forschern als ursprüngliche Eruptivgesteine angesehen. Hierfür spricht vor allem die chemische Übereinstimmung der verschieden ausgebildeten Granulite mit den entsprechenden Eruptivgesteinen. Ungeklärt ist aber noch jede Einzelheit bei Bildung der Granulite, d. h. die eigentliche Ursache der Granulitstruktur. Die ältere Anschauung sieht in dieser Struktur die Folge einer dynamometamorphen resp. regionalmetamorphen Umwandlung bereits verfestigt gewesener Eruptivgesteine, während eine neuere Schule, so besonders auch Weinschenk¹⁾, in der Granulitstruktur nur eine spezielle Erstarrungsstruktur erblickt. Die Schieferung des Gesteins hat sich nach dieser letzteren Ausschauung also während der Erstarrung, die unter besonderen Druckverhältnissen vor sich ging, gebildet.

Der Graphit von Ceylon tritt in unregelmäßigen, oft sich verzweigenden, scharf begrenzten Gängen innerhalb des Granulites auf. Diese Gangnatur der Graphitlagerstätten wurde zuerst von Joh. Walther in einer Grube am Kaluganga bei Kaltura beschrieben. Er fand hier sich verästelnde Gänge in einem bis zu 12 m Tiefe zersetzten Gestein (Laterit). Zirkel, Grünling und Coomára-Swámy haben später aus eigener Anschauung ähnliches von anderen Stellen berichtet. So erzählt Zirkel von sich gabelnden Graphitgängen im frischen Granulit und Pyroxengranulit von Ragedara. Die Gangnatur der dortigen Graphite ist aus Handstücken der verschiedensten Sammlungen ebenfalls deutlich zu ersehen. Der kristalline Graphit hat sich in diesen typischen Gangtrümmern senkrecht zum Salband gestellt und erinnert in seiner grobstenglig-

¹⁾ Siehe Weinschenk, l. c. S. 312.

blättrigen Struktur lebhaft an gewisse Zinnwaldittrümer bei Zinnwald im sächsischen Erzgebirge. Die Gangnatur des Graphites ist nach Diersche¹⁾ besonders gut in dem großen Tagebau von Ragedara zu studieren. Die meisten Gänge haben hier äußerst steiles Einfallen, und werden von flacheren Gängen durchsetzt. Gänge von 10 cm sind noch abbauwürdig. Die größte Mächtigkeit der Gänge beträgt 1,25 m (nach Cirkel sogar 2,40 m). Diese mächtigen Gänge können sich jedoch plötzlich verschmälern, gabeln und in ihren Trümmern bis auf wenige Centimeter verengen. Hierbei werden Bruchstücke des Granulites in einem Netzwerk kleiner Graphitadern eingeschlossen, wodurch dann ähnliche Strukturen entstehen, wie wir sie auf Erzgängen bei Ringelerzen und Kokardenerzen antreffen. Im Gegensatz zu dem anliegenden stets frischen Nebengestein sind diese in Graphit eingeschlossenen Gesteinsbruchstücke oft zersetzt, und zwar dann, wie Weinschenk an Handstücken beobachtete, in Nontronit umgewandelt. So beschreibt Weinschenk einen Einschuß, der rings von radial gestellten Graphitblättchen umgeben ist. Derselbe enthält zahlreiche kleine Graphit-



Figur 15.

Graphit-Rosetten von Ceylon in ca. $\frac{1}{2}$ natürlicher Größe
Original in der Lagerstätten-Sammlung der Kgl. Bergakademie Freiberg i. Sa.

rosetten und wird von einem Graphittrum durchsetzt. Jede dieser Graphitrosetten ist das Zentrum eines gelben Fleckes, der vorwiegend aus Nontronit besteht. Ferner ist das kleine Trum und der ganze Rand des Einschlusses von einem schmalen gelben Nontronitbande umsäumt, während das Stück sonst frei von Nontronit ist.

Von Mineralien, die neben Graphit in den Gängen von Ceylon beobachtet werden, ist das wichtigste der Quarz. Derselbe tritt in großen, von Graphit radialstrahlig umwachsenen Knauern, oder in einzelnen großen Kristallen oder in Schnüren auf, welche letztere von Graphitadern dann durchbrochen werden. Aber auch als jüngere Bildung, als Ausfüllung der Hohlräume des Graphitganges ist Quarz bekannt. Ebenfalls häufig ist

¹⁾ Siehe Diersche, l. c. S. 279.

kristallisierter oder derber Pyrit, der gleichzeitig mit Graphit entstanden sein muß. Er kommt meist in rundlichen Knollen und unregelmäßigen eckigen Stücken vor. Stellenweise ist er auch blättrig und lagenförmig. Bei der chemischen Prüfung hat sich nach Diersche der Pyrit als schwach arsen- und kobalthaltig erwiesen. Bisweilen ist mit Pyrit Titan-eisen verwachsen. Ein weiteres bezeichnendes Mineral der Graphitgänge ist nach Weinschenk der Rutil, welcher in mikroskopischen Kristallen allenthalben in den Gängen zu finden ist. Er wurde zuerst von Sandberger als im Graphit eingewachsen nachgewiesen. Auch dunkelgrüne oder farblose Feldspatkristalle kommen im Gange vor und sind von Graphit allseitig umgeben und auf Rissen durch Graphit wieder verkittet. Die Feldspäte (Orthoklase) erreichen bisweilen bedeutende Größe und sind stets von „adularähnlicher Frische“. Der grüne Feldspat soll durch fein eingelagerte chloritische Substanz gefärbt sein. Beachtenswert sind ferner große Kristalle und derbe Partien von dunkelgrünem Apatit, große Platten von Biotit und ungewöhnlich große schwarzgrüne Pyroxene¹⁾ (gemeine Augite). Der Apatit ist seiner chemischen Zusammensetzung nach ein Fluor enthaltender Chlorapatit (Cl. = 1,83; Fl. = 1,04). Nach Sandberger ist er teilweise später als Graphit und Rutil auskristallisiert, da er Abdrücke dieser Mineralien aufweist.

Die meisten der bisher genannten Mineralien sind zum Teil ältere Kristallisationen als der Graphit, wie man aus den gegenseitigen Verwachsungen schließen kann. Etwas jünger ist ein rötlichgelber bis weißer Calcit, der höchstens gleichzeitig, größtenteils aber später als Graphit auskristallisierte, da er seinerseits rosettenförmige Graphitaggregate umschließt. In einem Schliff der Nihene-Graphite-Mine wurden von Coomára-Swámy zwischen den Graphitplatten auch Zeolithe festgestellt²⁾.

Der Graphit von Ceylon ist tiefschwarz, selten blauschwarz und hat eine parallele blättrig-stenglige Struktur. Seltener sind parallel stenglige bis fasrige und richtungslose, feinschuppige Strukturen. Mit Salpetersäure auf Platinblech erhitzt, entwickelt er wurmähnliche Formen. Gewöhnlich stehen die bis zu 20 cm langen Graphitindividuen senkrecht zum Salband des Ganges und können sich dann in der Mitte des Ganges berühren und verwachsen. In anderen Fällen findet dieses Verwachsen in der Mitte des Ganges aber nicht statt und ist dann das Zentrum des Ganges von einer dichteren zweiten Graphitgeneration ausgefüllt. Die symmetrische Struktur der Gänge ist selbst in den kleinsten Gangtrümmern zu sehen.

1) Cirkel (S. 81) gibt auch noch Pechblende und Magnetkies an.

2) Siehe Coomára-Swámy, l. c. S. 611.

An mehreren Stellen haben die Graphitgänge auch mechanische Veränderungen erlitten, die auf geringe tektonische Bewegungen zurückzuführen sind. Die Graphitstengel haben sich bei diesen Pressungen gebogen und sind in die Länge gezogen und bisweilen sogar in feinste Fasern ausgezerrt. Auch Harnische und Rutschstreifen sind durch diese Verschiebungen entstanden. Waren die Pressungen etwas stärker, so ging die faserige Struktur ganz verloren und der Graphit wurde dick und feinschuppig. Diese seltene dichte Modifikation des Graphites wird auf der Insel aber wenig geschätzt, obwohl sie für manche Industriezweige (z. B. Bleistifte) besonders wertvoll ist.

Den Einwirkungen der Verwitterung widersteht der Graphit lange. Man findet seine Spur daher auch noch in den überaus mächtigen Decken des fruchtbaren Laterites (Cabook). Sein Aussehen ist indessen hier nicht mehr glänzend. Zudem ist er bei der Zersetzung des Nebengesteines stark verunreinigt. In diesen oberen Zonen ist er deshalb wertlos und erst in den tiefer liegenden Gängen im festen Gestein abbauwürdig. Als Fingerzeig für neue Lagerstätten leisten aber die Funde im Laterite den Prospektoren gute Dienste. —

Über die Entstehung des Graphites von Ceylon läßt sich etwa folgendes sagen: Der Graphit von Ceylon ist nach Ansicht der meisten Geologen anorganischen Ursprungs. Er tritt in echten Gängen auf, welche Lagerstruktur besitzen, sich gabeln und Nebengesteinsbruchstücke umschließen. Er ist also in seiner jetzigen Lagerung epigenetisch. H. Moissan¹⁾ nimmt an, der Graphit von Ceylon sei bei sehr hoher Temperatur, aber bei geringem Drucke aus einer Eisenschmelze wie bei seinen künstlichen Versuchen auskristallisiert. Das Eisen sei dann später durch chemische Reagentien, denen gegenüber der Graphit widerstandsfähig war, entfernt. F. Sandberger hat sich mit Recht gegen eine derartige Erklärung gewandt. Findet man doch Spuren der hierbei erforderlichen großen Eisenmengen nirgends mehr. Auch die im Gange vorhandenen älteren Sulfide (Pyrit) und Oxyde (z. B. Rutil) müßten bei dieser hohen Temperatur durch den überschüssigen Kohlenstoff reduziert sein.

An eine Lateralsekretion ist bei der Frische des Nebengesteines und bei dem Fehlen des Graphites in den meisten Granuliten auch nicht zu denken.

Möglich wäre es, daß der Graphit in Form kohlenstoffhaltiger wäßriger Lösungen, wie sie für Bildung gewisser Asphaltgänge angenommen

¹⁾ H. Moissan, *Étude du graphite extrait d'une pegmatite*. Comptes Rendus, Paris 1895, Bd. 121. S. 538.

werden, in die Spalten eindrang und dort reduziert wurde. Diese Lösungen konnten dann von oben oder von unten kommen. Hiergegen scheint aber die völlige Frische der Salbänder zu sprechen, die nicht mit Kohlenstoff imprägniert und nicht zersetzt sind.

Joh. Walther denkt an Exhalationen kohlenstoffhaltiger Dämpfe. In den Spalten soll durch Reduktion dieser Gase dann der Graphit auskristallisiert sein.

Weinschenk schließlich nimmt an, daß die Entstehung der Graphitvorkommen von Ceylon größtenteils Kohlenoxydgasen, vielleicht auch Cyanverbindungen zuzuschreiben ist. Letzteres scheint nach Weinschenk auch der von Donath nachgewiesene, mitunter relativ hohe Stickstoffgehalt der Ceyloner Graphite zu bestätigen. Die Kohlenoxyd-Exhalationen wären dann postvulkanische Erscheinungen, die, bei Annahme einer eruptiven Entstehung der Granulite, im Gefolge dieser Granulitintrusion auftraten. Hierfür soll auch das von Grünling beschriebene Auftreten von Graphit in gewissen Pegmatitgängen, z. B. in denen von Ampe (Distrikt Kegalla) auf Ceylon sprechen, wo große Graphit tafeln an Stelle des Glimmers regellos im Pegmatit verstreut liegen.

Da der im Granulit eingeschlossene Kalkstein aber organischen Ursprungs ist, so könnte nach A. K. Coomāra-Swāmy auch der im Granulit vorhandene Graphit ursprünglich noch immer von organischem Kohlenstoff abgeleitet werden, der im Granit magma aufgelöst und vielleicht in der von Weinschenk vorgeschlagenen Form später wieder auf Spalten abgesetzt wurde. —

Die Graphitvorkommen von Ceylon sind schon lange bekannt. Im Jahre 1675 berichtet der holländische Gouverneur Ryklof van Goens bereits von Graphitadern in den Hügeln des Flachlandes. Robert Knox erwähnt solche 1681 und der skandinavische Naturforscher Thunberg 1777.

Heute ist der Graphit eines der wichtigsten Exportprodukte Ceylons. Der Export begann kurz vor 1830. Die Produktion bewegt sich zurzeit in aufsteigender Linie und betrug (nach Ingalls, *The Mineral Industrie*¹⁾):

1904 = 26,478 Tonnen	1907 = 33,027 Tonnen
1905 = 31,134 „	1909 = 22,198 „
1906 = 36,578 „	

Der Graphit wird zurzeit in etwa 300 Gruben gewonnen und beschäftigt gegen 10000 Personen. Die Förderung und der Abbau geschieht noch überall in der denkbar einfachsten Weise. Die Gruben sind meist zwischen 30 und 150 m tief und befinden sich in den Händen der Ein-

¹⁾ Die Zahlen für die Jahre 1907 und 1908 geben die Menge des Exportes an.

geborenen. Die Schächte werden nur so tief getrieben, wie es Wasser und Wetterverhältnisse erlauben. Die Aufbereitung geschieht an Ort und Stelle nur durch Sortieren mit der Hand. Die Massen werden dann in Fässer verpackt und nach Colombo gesandt, wo nochmals eine feinere Sortierung mit der Hand erfolgt. Die unreineren Stücke werden hier bisweilen auch fein gepulvert und durch fließendes Wasser oder durch Wind weiter konzentriert.

Die versandfähige Graphitware wird klassifiziert in „large lump“, „ordinary lump“, „chips“, „dust“ und „flying dust“. Der Preis für „large lump“ steigt bis zu 1000 Rupies (= 1360 Mark) pro Tonne und fällt bis auf 700 Rupies (z. B. im Jahre 1900). (Siehe Bewertung des Graphits und Graphitpreise).

Die Graphitlagerstätten Indiens.

Als Graphitproduzent Indiens¹⁾ kommt allein der Staat Travankore in Betracht. Die dortigen Lagerstätten sind denen des benachbarten Ceylons ähnlich. Auch in der Gebirgslandschaft von Vizagapatam und in Coorg sollen ähnliche Lagerstätten gefunden sein.

Die Vorkommen des Godavari-Distriktes²⁾ (Madras) sind für die technische Verwertung nicht geeignet, obwohl zeitweise dort Grubenbetrieb war. Die Graphite sind hier meistens an Pegmatite gebunden. So hat man in Velagapalli schöne Pegmatite mit Graphiteinsprenglingen, in Choppakanda kristalline Schiefer, die von graphitführenden Pegmatiten durchdrungen und mit Graphit injiziert sind, und in Perikanda ist Graphit eng verknüpft mit granatführenden Kontaktgesteinen.

Etwas anders sind die von Walker entdeckten Lagerstätten im nordöstlichen Teile der Provinz Kalahandi. Graphit ist hier an Granat-Sillimanitgesteine gebunden, welche von granitischen Gneisen unterlagert werden. Auch in der nordöstlich hiervon gelegenen Provinz Patna kommt bei Dharapgarh und bei Domaipali Graphit vor. Derselbe ist geschiefert und mit Quarz, Feldspat, Calcit und Glimmer gemengt. Eine technische Bedeutung kommt diesen Funden nicht zu. —

Hieran anschließend sei erwähnt, daß auch in **Central Tibet** im Tale zwischen Yamdrok Tso und Shigatse Graphite gewonnen werden³⁾. Näheres hierüber ist unbekannt.

¹⁾ Graphite from the Chatisgart District of the Central Provinces of India. Bull. of the Imp. Inst. 2. 232—234. London 1905.

²⁾ Freundliche briefliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. v. Koken-Tübingen an den Verfasser. 16. Sept. 1909.

³⁾ H. H. Hayden, The Geology of the Provinces of Tsang and Ü. Calcutta: Geol. Survey of India.

Die Graphitlagerstätten Japans.

Die wichtigsten Graphitgruben Japans¹⁾ liegen bei Yamamune in der Provinz Rikuzen und im Departement Gifu in der Provinz Hida. Der Kohlenstoffgehalt des Graphites der dortigen Gruben bei Kawai beträgt 60—70 Prozent. In demselben Departement liegen die 1894 entdeckten Graphitvorkommen von Sainokami (Kommune Sakashitamura). Die Mächtigkeit dieser letzteren Graphitlager schwankt zwischen 0,30 und 2,70 m. Das Einfallen wechselt sehr und erreicht bis 40°. Der Kohlenstoffgehalt beträgt 28—29 Prozent.

In der Provinz Satsuma²⁾ wurde auf der Halbinsel Noma bei Kataura und Yoneyama an zwei Stellen eines Berges Graphit gegraben. Mesozoische Sandsteine, Schiefer und Kalksteine werden dort von Dioritporphyriten durchsetzt. Jünger als diese Porphyrite sind Andesite. Der Graphit findet sich als sphärischer oder elliptischer bis 20 Fuß großer Einschluß im Porphyrit. Er ist dicht, niemals schuppig. Begleitet wird er von Limonit und Kaolin. Mit dem Graphit zusammen tritt häufig eine anthrazitähnliche Substanz auf. Der dortige Graphit ist demnach organischen Ursprungs und aus einer Kohle entstanden, die dem dortigen Mesozoikum eingelagert ist.

In der Provinz Nagato kennt man Graphit bei Torigoye und Kōseimura als dünnes Lager innerhalb mesozoischer Sedimente, welche von Quarz-Diorit durchbrochen werden. Derselbe ist ebenfalls entstanden durch Kontakt-Metamorphose aus Kohle, welche den dortigen rhätischen Sandsteinen in dünnen Bänken eingelagert ist.

In der Provinz Etchu findet sich Graphit in geringer Menge, aber von guter Qualität, bei Takanuma und Shimizu. Er tritt dort nesterförmig im Gneis auf.

In Korea³⁾ befinden sich zahlreiche Graphitlagerstätten in der Nähe von Yang-bang, etwa 1½ ri W.N.W. von Hamchhyang, im nördlichen Kyōng-syang-do. Die betreffenden Graphitlager sind eingebettet in Gneis. Sie sind 30 bis 120 cm mächtig.

Andere Graphite wurden im südlichen Phyōng-an-do abgebaut, 3—4 ri nördlich von Eun-san.

¹⁾ T. Wada, Minerals of Japan. Tōkyō 1904, S. 4. — Mining in Japan, past and present. The Bureau of Mines of Japan 1909, S. 133 ff.

²⁾ C. Iwasaki, Graphite of Kataura, Satsuma Province. Beiträge z. Mineralogie von Japan. 2. Heft. Febr. 1906. S. 66—68.

³⁾ Kinosuke Inouye, Geology and Mineral Resources of Korea. Tōkyō 1907. Memoirs of the Imperial Geological Survey of Japan (Vol. I, Num. 1), S. 74.

Die jährliche Produktion Japans an Graphit schwankt zwischen 195 000 und 480 000 englischen Pfund seit dem Jahre 1900.

Über die Höhe der Produktion sowie über die Namen der produzierenden Gruben gibt folgende Tabelle Auskunft, welche dem Werke: Mining in Japan, past and present entnommen ist:

Name der Grube	Provinz	Förderung 1908		Förderung 1907		Varietät
		Pfund	Wert	Pfund	Wert	
			£		£	
Naoi	Hida	85 333	832	81 200	791	kristallin
Sen-noya	Etchu	16 266	107	20 000	135	kristallin
Yoneyama	Satsuma	17 100	86	17 013	89	„amorph“
Yamamune	Rikuzen	133 750	62	119 674	57	„amorph“
Konishi	Etchu	12 630	59	2 666	10	—
Takashimidzu	Etchu	22 932	41	6 400	24	—
Amo	Hida	—	—	4 666	45	kristallin.

Die Graphitlagerstätten Amerikas.

Die Graphitlagerstätten Canadas.

Die Graphitlagerstätten Canadas¹⁾ befinden sich vor allem in den östlichen Provinzen des Landes. Die wichtigsten liegen im Kreise Buckingham, Lochaber und Grenville der Provinz Quebec und im Bezirk Lanark, Leeds, Frontenac und Addington der Provinz Ontario. Andere Graphitvorkommen liegen in der Nähe von St. John sowie im Bezirke Kings und Westmoreland der Provinz Neu-Braunschweig, in der Provinz Neu-Schottland und bei Alkow Harbour in der Provinz Britisch-Columbien.

In der Provinz **Quebec** sind die abbauwürdigsten Graphitlagerstätten gebunden an Kalksteine und Gneise der sogenannten oberen Grenville-

¹⁾ J. W. Dawson, Über Graphit im Laurentian von Canada. Ref. Neues Jahrb. f. Min. 1870, 1004. — Report on Mines and Mining on Lake Superior Geol. Survey of Canada. Montreal 1888. S. 28 H. — Ingall, Section of Mineral Statistics and Mines. Annual Report for 1897, S. 63. Geol. Survey of Canada. Ottawa 1898. — Hoffmann, Report of the Section of Chemistry and Mineralogy Geol. Survey of Canada. Ottawa 1898. S. 16. — R. Bell, Report of an Exploration on the Northern Side of Hudson Strait. Geol. Survey of Canada. Ottawa 1901. S. 20. — A. Osann, Two Canadian Occurrences of Graphite. Annual Report Geol. Survey of Canada. XII. S. 66 ff. Ottawa 1902. — F. Cirkel, Graphite its Properties, Occurrence, Refining and Uses. Ottawa (Canada) 1907.

Serie. Eruptivgänge von Granit, Diabas, Pyroxenit usw. haben in der Nähe dieser Graphitvorkommen die Gesteine der oberen Grenville-Serie oft durchsetzt. Der Graphit findet sich entweder in der Form von Flocken oder Schuppen fein eingesprengt in Gneis und Kalkstein, oder er tritt in richtigen Gängen auf, welche Granit, Gneis und andere Gesteine durchdringen. Als Beispiel eines Typus der dortigen Graphitvorkommen diene die Walker Mine, Kreis Buckingham, die von Osann näher beschrieben wurde.

Der Graphit der Walker Mine durchzieht unabhängig vom Streichen des Nebengesteins Gneis, Kalkstein, Pegmatit und verschiedene andere Eruptivgesteine in kleinen Gängen und Trümmern. Einige dieser Graphitgänge sind 20 cm mächtig. Apophysen und Nebentrümer zweigen sich oft von den größeren Gängen ab und treten dann parallel der Schieferung in den Gneis ein, wo sie bald auskeilen. Der körnige Kalkstein ist am Kontakte dieser Gänge stark mit Graphit imprägniert. Die Gangfüllung besteht meist nur aus Graphit, welcher im Gange senkrecht zum Salbande steht. In seltenen Fällen ist grüner Apatit (bisweilen faustgroß) und Skapolith dem Graphit beigemengt. An einer Stelle (Nelly) fanden sich größere Apatite in einer feinkörnigen Masse von Apatit und Quarz, denen reichlich Titanit, Graphit, Skapolith und Pyroxen beigemengt war. Es zeigt diese Gangfüllung demnach große Ähnlichkeit mit gewissen Apatitgängen Canadas. Das wichtigste Nebengestein der Graphitgänge ist ein Hypersthen-Biotit-Gabbro, an dessen Kontakt mit Kalkstein oder Gneis die Graphitgänge meist gebunden sind. Im Gneis findet man am Kontakte Glimmer und Graphit oft innig verwachsen. Auch Kassiterit wurde im Gneis in geringer Menge nachgewiesen. Am Kontakte mit den Graphitgängen ist der Kalkstein oft in Kalksilikathornfels umgewandelt und besteht dann aus farblosen Pyroxen, Skapolith, Apatit, Titanit und wenig Quarz. An anderen Stellen findet sich neben Pyroxen und Skapolith auch Mikroklin und wenig rotbrauner Glimmer. Stücke, die ganz aus Graphit zu bestehen scheinen, lassen unter dem Mikroskope noch Calcit, Augit, Titanit, Quarz und Wollastonit erkennen, ein Beweis, daß auch diese Gesteine ursprünglich aus Kalkstein entstanden sind.

Ein anderes Beispiel ist das Graphitvorkommen von Grenville in Quebec, das ebenfalls von Osann beschrieben wurde. Der Graphit tritt hier in echten Gängen und Adern innerhalb eines Kalksteins auf. Der Kalkstein ist am Kontakte der Gänge stellenweise so reich an Kieselsäure, daß er das Aussehen eines quarzitisches Sandsteines annehmen kann. An anderen Stellen ist Calcit in Wollastonit umgewandelt. Gleichzeitig hat eine starke Imprägnation mit Graphit stattgefunden. Die Intensität dieser Umwandlung nimmt mit der Entfernung vom Graphitgange ab.

In und an den Gängen sind bisweilen große Massen von reinem Wollastonit, grünem Pyroxen und Titanit vorhanden. Der Kalkstein selbst ist in der Nähe der Gänge oft grobkristallin und von bläulicher Farbe. Von Eruptivgesteinen ist Syenit in der weiteren Umgegend anstehend, und ein Eruptivgang (Augitporphyr?) durchsetzt den Kalkstein in einem der Schürfe von Grenville.

Über die Entstehung dieser beiden Lagerstätten Quebecs spricht sich Osann mit Recht etwa in folgender Weise aus: Die Graphitgänge sind Ausfüllungen von Rissen und Spalten; sie sind jünger als ihr Nebengestein. Das Nebengestein selbst ist rechts und links der Gänge mit Graphit imprägniert, vor allem der Kalkstein, aber auch der Gneis, dieser meist in der Richtung der Schieferung, wo die eindringenden Substanzen den geringsten Widerstand fanden. Am Kontakte der Graphitgänge ist das Nebengestein in Skapolith-Pyroxenfels oder in Pyroxen-Wollastonit-Titanitfels umgewandelt. Diese Kontaktmetamorphose kann nur erklärt werden durch das Zirkulieren heißer Gase und Dämpfe und heißer wäßriger Lösungen, die aus einem sich abkühlenden Eruptivherde aufstiegen. Diese Lösungen dürften auch die Graphite abgesetzt haben.

Bei anderen Graphitvorkommen des Buckingham-Distriktes tritt der Graphit fein verteilt in Gneis (besonders Sillimanitgneis), Kalkstein und Quarzit auf, oder er findet sich in Gängen, welche die verschiedensten Gesteine durchsetzen. Das wichtigste Gangmineral ist ein grauer Feldspat. Seltener treten Apatit und Calcit auf. Graphitgänge und Imprägnationen sind vor allem an den Kontakt eines Eruptivgesteines, wie Granit oder Gabbro, gebunden. Der Graphitgneis führt stets etwas Pyrit, durch dessen Zersetzung auch die Zersetzung des Gneises beschleunigt wird. Diese so zersetzten grusigen Gneispartien dienen dann dem Prospektor vielfach als Leitschicht beim Suchen neuer Graphitlagerstätten.

Vom wirtschaftlichen Standpunkte aus ist heute in Canada der Imprägnationsgraphit weit wichtiger als der Ganggraphit, da er in größeren Mengen auftritt. In früheren Jahren wurde dagegen vor allem Ganggraphit abgebaut, weil er reiner ist und keiner langen Aufbereitung bedarf. Das Vorkommen der Gänge ist jedoch zu unregelmäßig und unsicher, um einen rentablen größeren Bergbaubetrieb zu begründen. Deshalb bewegt sich heute der Abbau vor allem auf den weniger reinen, aber in größeren Mengen vorhandenen imprägnierten Gesteinen.

In der westlich anschließenden Provinz **Ontario** sind die Verhältnisse der Graphitlagerstätten ganz ähnlich wie in Quebec. Bei North Elmsley am

Rideau-Kanal baut man schuppigen Graphit ab, der in Kalkstein und in Sillimanitgneis fein eingesprengt ist. Der Gneis ist dem kristallinen Kalkstein in Form von Bändern eingelagert. Der Graphit hat sich an einzelnen Stellen dieser Gesteine in linsenförmigen kleinen Massen angehäuft. Die Black Donald Mine im Renfrew Bezirk (am Westende des White Fish Lake) baut ihren Graphit im kristallinen Kalkstein ab, in welchem dichter Graphit in einem vertikalen Gange, und flockiger Graphit in kleinen Trümmern und eingestreut im Nebengestein vorkommt. Der Durchschnittsgehalt beträgt hier nach Cirkel (lit. cit. S. 46) 65 Prozent C. Die Gangmasse besteht aus Kalkstein und etwas Chlorit, der bei der Aufbereitung schwer von Graphit zu trennen ist, da er ein ähnliches spezifisches Gewicht und ähnliche andere physikalische Eigenschaften wie Graphit hat. Masse mit weniger als 15 Prozent Kohlenstoff gilt als unabbauwürdig. Intrusionen von Granit sind in der Nähe dieses Kalksteines beobachtet. Sie enthalten bisweilen auch Anhäufungen eines schuppigen Graphites, die aber nicht abbauwürdig sind. Auch nahe dem Orte Apsley in Ontario hat man in einem Pegmatit, der kristallinen Kalkstein durchsetzt, Graphit als Ausfüllung von Rissen und Klüften nachgewiesen. —

Erwähnt mögen hier auch noch die Gänge der Silver Islet Vein am Lake Superior sein, wo Graphit als Gangmineral mit Silbererzen auftritt.

In **Neu-Braunschweig** finden sich die wichtigsten Graphitlagerstätten in der Nähe von St. John. Der Graphit kommt hier gangförmig (bis 3 m mächtig) in kristallinem Kalkstein vor, teilweise am Kontakte mit Diabas. Pyrit ist dem Graphit beigemengt, aber leicht zu trennen. An anderen Stellen dieses Distriktes ist Graphit in 30—120 cm mächtigen Tonschieferbänken enthalten, die ihrerseits dem Kalkstein eingelagert sind. An noch anderen Stellen des Landes (z. B. Kings County) findet sich Graphit fein eingesprengt in bis 4 m mächtigen Tonschiefern, die aber wegen ihres zu geringen Kohlenstoffgehaltes nicht abbauwürdig sind.

In **Neu-Schottland** (Nova Scotia) findet sich Graphit wieder meist an Tonschiefer gebunden, welche mitunter kristallinen Kalksteinen eingelagert sind. Bei Glenvale (River Inhabitants) im Inverness-Bezirk findet man schuppigen Graphit in einzelnen Flocken in einem groben, roten Syenit.

In **British-Columbien** hat man Graphit bei Alkow Harbour, am Dean-Kanal gefunden. Graphit liegt hier mit etwas Pyrit zusammen in einer Grundmasse von Heulandit¹⁾. Das Vorkommen hat nur mineralogisches Interesse.

¹⁾ Siehe Hoffmann, lit. cit. S. 16.

Auch an der Hudson Strait ist Graphit in größerer Menge gefunden. Er findet sich hier am Cumberland Sound in Gesteinen, welche den Grenville-Schichten ähnlich sind¹⁾.

Der Graphitbergbau in Canada reicht zurück bis zum Jahre 1847, wo in Grenville die ersten Tonnen gefördert wurden. Für die Produktion in Betracht kommen nur die Vorkommen von Quebec und Ontario.

Die Aufbereitung und Konzentration des Graphites geschieht allenthalben nach den neuesten Methoden, sowohl auf nassem, als auch auf trockenem Wege. Näheres hierüber gibt Cirkel lit. cit. an.

Die Produktion von Graphit erreichte ihren Höhepunkt in Canada im Jahre 1901, wo 2004 Tonnen gefördert wurden. Die Förderung der letzten Jahre war folgende (nach Ingall):

1905	=	491	Tonnen
1906	=	405	„
1907	=	525	„
1908	=	227	„

Die Graphitlagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika.

a) Die Graphitlagerstätten des Staates New York.

Die wichtigsten nordamerikanischen Graphitvorkommen liegen im Staate New York²⁾, besonders in den östlichen und südöstlichen Teilen der Adirondack, in den Distrikten Essex, Warren, Saratoga und im nördlichen Washington. Westlich der Adirondack kennt man Graphit im Distrikt St. Lawrence.

In dem östlichen Adirondack unterscheidet Kemp vier Typen von Graphitlagerstätten:

1. Graphite in Pegmatitgängen,
2. Graphittrümer,
3. Graphithaltige Quarzite,
4. Graphite in kristallinen Kalksteinen und Gneisen.

In den Pegmatitgängen ist der Graphit grobkristallin. Mit ihm zusammen findet sich vor allem Quarz, dann Orthoklas (oder Mikroklin),

¹⁾ Siehe Bell, lit. cit. S. 20.

²⁾ J. F. Kemp, Graphite in the Eastern Adirondacks, U. St. Geol. Survey. Bull. 225. Washington 1904. S. 512. — C. A. Stewart, Note on the occurrence of Graphite Shist in Tuxedo Park, N. Y. Econ. Geol. 1908. III. S. 535. — D. H. Newland, The Adirondack Graphite Industry. Eng. and Mining Journal. 1909. S. 99. — E. S. Bastin, Origin of Certain Adirondack Graphite Deposits. Econ. Geol. V. 1910. S. 134—157.

Pyroxen, Hornblende, Glimmer, Calcit, Skapolith, Apatit-Titanit, Turmalin und Pyrit. Der Graphit kommt in diesen Pegmatitgängen nesterförmig vor, ist aber selten in abbauwürdiger Menge vorhanden. Bei Ticonderoga (Chilson Hill) wurden früher diese Gänge abgebaut. Sie durchsetzen hier die Schieferung eines granitführenden Gneises.

Die Graphittrümer lohnen meist ebenfalls zurzeit nicht den Abbau. Sie sind 2—3 cm breit und führen als Gangmasse Quarz. Die Graphitblätter stehen in diesen Gängen beinahe rechtwinklig zum Salbande des Ganges. Vorkommen dieser Art finden sich z. B. bei Split Rock nahe Essex am Lake Champlain.

Am abbauwürdigsten sind die graphithaltigen Quarzite, deren Graphitgehalt 5—15 Prozent beträgt, oft aber noch weniger. So war der Graphitgehalt der Dixon-Company früher 10 Prozent, während er 1908 sogar bis auf 3 und 2 $\frac{1}{2}$ Prozent in der Fördermasse gesunken ist und doch noch mit Gewinn abgebaut wird. Die Form dieser Lagerstätten ist die regulärer Schichten. Bei Hague sind die graphitführenden Quarzite mit granatführenden Sillimanitgneisen verknüpft. Der Graphit dieser Lagerstätten ist schuppig und liegt fein verteilt zwischen den einzelnen Fragmenten des Gesteins. Etwas Pyrit ist ihm beigemischt, während Glimmer fast ganz fehlt. Dieser Typus von Graphitvorkommen findet sich vor allem bei Hague an der Westseite des Lake George, sowie bei Dresden und Whitehall an beiden Seiten der South Bay des Lake Champlain. Nach Kemp waren diese z. T. feldspatreichen Quarzite ehemals bituminöse sandige Schiefer, die dann durch Metamorphose in graphitführende Quarzite verwandelt wurden.

Die wichtigste und bekannteste Graphitgrube dieses Typus ist die „Dixon“-Mine beim Orte Graphite im Bezirk Hague, etwa 5 km westlich vom Lake George gelegen. Das abbauwürdige Gestein derselben ist nach E. S. Bastin ein graphithaltiger Quarzitschiefer von 1 bis 6 m Mächtigkeit. (Streichen N 50 O; Fallen 20° SO.) Die Farbe des Gesteins ist im frischen Zustande dunkelsilbergrau, im angewitterten Stück gelb oder braun. Sein Durchschnittsgehalt beträgt 3 Prozent Graphit. In einzelnen Stücken erreicht er bis zu 10 Prozent. Im Dünnschliff zeigt das Gestein als Hauptgemengteile Quarz in unregelmäßiger Begrenzung. Muscovit tritt in kleinen Schuppen auf. Apatit ist reichlich, Biotit spärlich vorhanden. Graphit bildet längliche Blättchen, welche im Durchschnitt 0,9 mm Länge und 0,9 mm Dicke besitzen. Feldspat (Plagioklas und Mikroklin) ist in Aufschlüssen der benachbarten „Faxon“-Mine beobachtet. Unmittelbares Nebengestein der Lagerstätte ist an der „Dixon“-Mine granatführender Gneis oder ein Sillimanit-Granatgestein. An der „Faxon“-Mine sind dem Gneise auch Lagen von kristallinem Kalkstein mit Körnern

von Augit, Quarz und etwas Skapolith eingelagert. Die Entstehung aller dieser Graphite ist nach Bastin nur durch Metamorphose organischer, und zwar höchst wahrscheinlich bituminöser Substanz zu erklären.

Der Bergbau an der „Dixon“-Mine erfolgt unter Tage. Die tiefsten Teile der Grube liegen 60—75 m unter der Oberfläche. Der Abbau gleicht dem Abbau eines Kohlenflözes. Die tägliche Förderung beträgt (1909) 160—180 Tonnen. —

Etwa 4 km westlich von Porter Corners, Greenfield Township, Saratoga County liegt ein wenigstens 7,5 m mächtiges Graphitlager. Dasselbe besteht neben Graphit zu gleichen Teilen aus Feldspat (Orthoklas und Plagioklas) und Quarz. —

Die Graphitlager, welche in drei Gruben bei Dresden, etwa 8 km nordwestlich von Whitehall aufgeschlossen sind, haben eine Mächtigkeit von ebenfalls wenigstens 7,5 m. Hauptgemengteil des Gesteins ist wieder Quarz, dann Muscovit, Biotit, Magnetit, Pyrit und Graphit, untergeordnet auch Zoisit. Graphit und Biotit sind innig miteinander verwachsen.

In der „Bly“ oder „Jumbo“-Mine bei Ticonderoga treten in einem Quarz-Glimmerschiefer zwei graphithaltige Streifen von bis zu 30 m resp. 12 m Mächtigkeit auf. Das Streichen derselben ist Ost—West, das Einfallen beinahe vertikal. Ein Dünnschliff dieses Gesteins zeigt ein Gemenge von Quarz und Feldspat (Orthoklas und Andesin) mit viel Biotit, Graphit und etwas Epidot. Der Biotit ist teilweise in Chlorit verwandelt und mit Graphit innig verwachsen. Der Graphitgehalt beträgt 6,2—8,8 Prozent. —

Der von Kemp aufgestellte vierte Typus der Graphitlagerstätten in den östlichen Adirondack kann als graphithaltiger Kalkstein bezeichnet werden. Letzterer besteht aus einem groben kristallinen Aggregat von Calcit oder Dolomit mit eingesprengten Kristallen von Pyroxen, Graphit und Glimmer (Phlogopit).

Als Beispiel kann die von Bastin beschriebene Grube der Crown Point Graphite Company angeführt werden, die ungefähr 12 km südwestlich von Crown Point Centre und nördlich von Chilson Lake liegt.

Die Gesteine dieser Grube sind kristalliner Kalkstein, Pyroxen-Biotitschiefer und Granit. Der kristalline Kalkstein ist fast stets graphithaltig. Er tritt in mehreren parallelen Bändern auf, von welchen eins abgebaut wird. Dasselbe fällt steil nach Süden ein (Str.: N 65—70° O) und ist 0,90—2,10 m mächtig. Das beste Fördergut dieser Grube besteht mineralogisch aus Calcit, Graphit und etwas Augit. Die einzelnen Graphitleisten sind im Kalkstein einander nicht parallel orientiert, und zeigt das Gestein

daher auch keine Schieferung. Glimmer fehlt oder ist nur in geringer Menge vorhanden. Der Gehalt an Graphit beträgt 2,97 Prozent. Innerhalb dieser abbauwürdigen Schichten finden sich dünne Bänder von grauer oder dunkelgrüner bis braunschwarzer Farbe. Letztere bestehen hauptsächlich aus Augit mit etwas Hornblende und Kupferkies, während hellere Zonen Muscovit (Zersetzungsprodukt von Skapolith) führen. Instusive Granite und Granat führende Aplite sind aus der Nähe dieser Graphitlager bekannt.

Als weiteres Beispiel möge hier noch ein ökonomisch zwar unbedeutendes, wissenschaftlich aber interessantes Vorkommen angereicht werden. Es ist dies die ebenfalls von Bastin beschriebene Grube am Lead Hill, 5 km nordwestlich von Ticonderoga. Die verbreitetsten Gesteine in der Nachbarschaft dieser Grube sind Granit, Granitgneis, Pegmatit und Pegmatit-Granit. In der Nähe der graphithaltigen Gesteine treten fast nur Pegmatit-Granite auf. Ferner findet sich kristalliner Kalkstein, Quarz-Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer und Pyroxen-Skapolithfels. Der kristalline Kalkstein ist wieder graphithaltig und führt am Kontakte mit den Pegmatiten Apatit und Pyroxen. Abgebaut wurde früher nicht dieser Kalkstein, sondern ein Pyroxen-Skapolithfels, der zwischen Pegmatit und Kalkstein lagert und wohl kontaktmetamorpher Entstehung ist. Die Hauptgemengteile dieses Gesteins sind dunkelgrüner Pyroxen, Skapolith (Meionit) und Graphit, untergeordnet auch Quarz und Calcit. Nebengemengteile sind Apatit, Biotit, Pyrit, Magnetkies, Titanit und Vesuvian. Graphit durchdringt alle diese Mineralien. Außer diesem graphithaltigen Gestein wurden früher auch noch 8—10 dünne Graphitadern abgebaut, welche Pegmatit und Pyroxen-Skapolithfels, bisweilen auch nur letzteres Gestein durchsetzen. Ein Durchsetzen durch den Kalkstein wurde nie beobachtet. Diese Gänge sind 1—6 cm breit, bestehen aus senkrecht zum Salband stehenden Graphitschuppen und führen als Nebengemengteile Calcit, Pyroxen, Quarz und Skapolith. — Die Entstehung dieser Graphitvorkommen von Lead Hill ist nach Bastin folgende: Der Kohlenstoff des Graphits ist organischer Herkunft. Er ist in den ursprünglichen Sedimenten (Kalksteinen usw.) von Anfang an vorhanden gewesen. Durch Dynamometamorphose und später durch Intrusion granitischer Magmen wurde dieser Kohlenstoffgehalt später in Graphit umgewandelt. —

Auch auf der anderen Seite der Adirondacks, bei Pope Mills im St. Lawrence-Distrikt, hat man mit der Ausbeute einer Graphitlagerstätte begonnen. Der Graphit findet sich hier als Imprägnation eines Schiefers und als Gang. —

Die Graphitvorkommen von Tuxedo Park im Orange-Distrikt ähneln in ihrem geologischen Auftreten den Graphiten von New Jersey. Das Gebirge dieser Gegend besteht hauptsächlich aus präkambrischem Gneis, welcher eine Linse von Kalkstein eingeschlossen enthält, die bis 75 m mächtig und 900 m lang ist. Der Kalkstein ist grobkristallin und führt Kristalle von Spinell und grünem Pyroxen, sowie etwas Pyrit und Turmalin. An seinem nordöstlichen Ende umschließt dieser Kalkstein ein 9 m mächtiges Flöz von Graphitschiefer, welches parallel der Schieferung des Gneises lagert. Etwa 270 m nach Südwesten keilt dieses Graphitflöz aus. Über dem Kalkstein liegt ein 90 m mächtiger Pegmatit. Derselbe enthält Einschlüsse von Kalkstein und Gneis, Graphit führt er nur in der Nähe des Gneiskontaktes. Der Gneis besteht mineralogisch aus Oligoklas, Orthoklas, Hornblende und Quarz nebst etwas Apatit und Magnetit. Genetisch ist dieser Gneis nach Stewart ein Sedimentärgneis und der mit Biotit verwachsene Graphit des Graphitschiefers organischen Ursprungs.

b) Sonstige Graphitlagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika.

Die Hauptgraphitproduktion von **Pennsylvanien**¹⁾ erfolgt bei Chester Springs (seit 1897). Kristalliner Graphit findet sich hier als reiche Imprägnation (50 Prozent)²⁾ eines Glimmerschiefers. Er tritt in zwei Lagern auf, von welchen das untere 1,80 m, das obere 1,20 m mächtig ist. Im Berks-Distrikt findet sich nahe Mertz eine andere Graphitgrube die Riley-Mine, in welcher Graphit aus einem zersetzten grobkörnigen Sandstein gewonnen wird. Die Lagerstätte ist linsenförmig und steht beinahe vertikal. Ihre größte Breite ist 12 m. Der Durchschnittsgehalt an Graphit beträgt 28 Prozent.

In **Rhode Island** hat man nahe Providence einige Jahre lang dichten Graphit gefördert. Derselbe findet sich hier in linsenförmigen Massen oder in Gängen innerhalb eines Granites. Graphithaltiger Schiefer kommt in der Nähe der Gänge vor und enthält 10—20 Prozent Graphit. Anthrazit ist in der Nähe des Graphitvorkommens früher gewonnen worden.

In **Alabama** wird Graphit in den Distrikten Clay, Talladega (1907) und Alexander gewonnen. Er tritt hier in zweierlei Form auf, entweder in schwach metamorphen paläozoischen Sedimenten, den sog. Talladega-

¹⁾ P. Frazer, Relations of the Graphite Deposits of Chester County, PA., to the Geology of the rocks containing them. Transactions of the Am. Inst. of Min. Eng. Vol. IX p. 730. Easton, PA. 1881.

²⁾ Nach F. W. Ihne in Ingalls, The Mineral Industry during 1908, S. 495, im Durchschnitt nur 3 Prozent, bei einigen Gruben etwas höher.

Schiefern, oder in Glimmerschiefern und anderen kristallinen Gesteinen. Der Talladega-Schiefer ist ein schwarzer, graphitischer Tonschiefer, aus welchem der Graphit schwer zu isolieren ist. Das fertige Aufbereitungsprodukt dient meist als Schmiermittel. In den kristallinen Schiefern dagegen tritt der Graphit kristallin auf und ist leicht zu isolieren. Der Graphitgehalt letzterer Gesteine beträgt aber nur 3—4,75 Prozent.

Im Staate **Maine**¹⁾ gibt es Graphitgruben bei Madrid, Distrikt Franklin, und bei Yarmouth, Distrikt Cumberland. Der Graphit tritt bei Madrid am Kontakte zwischen Schiefer und Pegmatitgängen auf. Er ist sehr feinkörnig. Im Dünnschliff sieht man Graphit und Muscovit eng miteinander verwachsen. Die Entstehung dieses Graphites ist nach Smith durch kontaktmetamorphe Umwandlung eines vorher vorhandenen Kohlenstoffgehaltes der Schiefer zu deuten. Die Umwandlung geschah unter dem Einfluß des Granites und der Pegmatitgänge.

Bei Yarmouth ist der Graphit ein wesentlicher Bestandteil der dortigen zahlreichen Pegmatitgänge, die aus Quarz und Feldspat und sehr wenig Glimmer bestehen. Der flockige Graphit ist in diesen Gängen nach dem Feldspat und vor dem Quarz auskristallisiert. Seine Entstehung faßt Smith als magmatisch auf.

In **South Dakota** sind Graphitgänge in der Umgegend von Custer und bei Black Eagle, Pennington-Distrikt, (1907) gefunden.

Die Graphitlagerstätten des Staates **Virginia**²⁾ liegen im Distrikte Albemarle und Orange. Ein dichter Graphit kommt hier in 2,40—3,90 m breiten Gängen am Kontakte zwischen Gneis und Syenit vor. In Westvirginien ist Graphit bei Salt Sulphur Springs gefunden.

In **New Mexico** sind bei Raton, Distrikt Colfax, dichte Graphite aufgeschlossen. Kohlenflöze von 1 bis 2 m Mächtigkeit sind hier von Eruptivgesteinen überdeckt, welche die Kohle zu säulig abgesondertem Graphit metamorphosiert haben. Die Mächtigkeit des Graphitflözes beträgt 8 bis 60 cm.

Die Graphitlagerstätten von **Michigan** liegen im Baraga-Distrikt, am westlichen Ende der Marquette Range. Der Graphit findet sich hier in Form graphitischer Schiefer innerhalb der Animikie-Formation. Diese dichten Graphite werden seit 1907 zur Herstellung von Schmiermittel gewonnen.

1) G. O. Smith, Graphite in Maine. U. S. Geol. Survey. Bull. 285. S. 480. Washington 1906.

2) Graphitgewinnung in Virginien. Z. f. p. G. 1907. S. 35.

Im Staate **New Jersey** kommen bei High Bridge graphitführende Gneise vor, welche 9—15 cm mächtig sind und 4—8 Prozent Graphit enthalten. Bis zu 9 m Tiefe sind die Gneise zersetzt.

In **North and South Carolina** sind Graphitlagerstätten zwischen Gaffney S. C. und Grover N. C. entdeckt (1907). Im Walle- und McDowell-Distrikt kommen Graphite mit Glimmer in Schiefen vor. Ihr Graphitgehalt soll zwischen ganz wenigen Prozenten und 25 Prozent schwanken.

In **Georgia**¹⁾ finden sich in der Nähe von Cartersville zwei Graphitgruben. Der Graphit tritt hier in einem talkigen Schiefer auf und enthält in ausgesuchten Stücken 12—15 Prozent C, im Durchschnitt aber weit weniger. So enthält das Material, welches in der Aufbereitung der Umgegend von Emerson verarbeitet wird, nur 4 Prozent C. Der Graphit ist meist ganz dicht. Seine Entstehung ist nach Hayes durch Metamorphose kohleführender Tonschiefer zu deuten. Der Abbau geschieht in Tagebauen.

In **Wyoming**²⁾ hat man Graphit an mehreren Stellen des Albany-Distriktes (French Creek, Plumbago Cañon und Halleck Cañon) des Carbon-Distriktes (Indian Grove Mountain) und des Laramie-Distriktes (Haystack Hill) nachgewiesen,

Die Graphitvorkommen des Haystack Hill im Laramie-Distrikt sind durch Kontaktmetamorphose umgewandelte kohlenstoffhaltige, sedimentäre Schiefer. Die Kontaktmetamorphose erfolgte durch Granite und Pegmatite. Im Dünnschliff sieht man dem Graphitschiefer bisweilen etwas Turmalin beigemischt. Die größte Mächtigkeit des Graphitschiefers beträgt 3 m, mit einem Graphitgehalt von nur 6—8 Prozent. Zurzeit sind diese Lagerstätten unabbaubar.

In **Californien** wurde früher (1863) Graphit bei Sonora gewonnen. Andere Graphitfunde sind in Californien gemacht worden bei Summit City im Alpine-Distrikt, an der Tomales-Bay im Marine-Distrikt, bei Fort Tejon im Kern-Distrikt, bei Tejunga im Distrikt bei Los Angeles, bei Boser Hill, im Fresno-Distrikt, und an verschiedenen Stellen der Distrikte Sierra, Plumas und Sonoma.

Sonst ist noch Graphit nachgewiesen in **Nevada** in den Sierra Mountains, Humboldt-Distrikt; in **Utah** im Beaver- und Toole-Distrikt; in **Colorado** im Gunnison- und Chaffee-Distrikt (Turret); in **Washington** im Levis-Distrikt und in **Montana** bei Dillon.

¹⁾ C. W. Hayes and W. C. Phalen, Graphite Deposits near Cartersville, Ga. U. St. Geol. Survey. Bull. 340. Washington 1908. S. 463.

²⁾ S. H. Ball, Graphite in the Haystack Hills, Laramie County, Wyo. United St. Geol. Survey. Bull. 315. S. 426. Washington 1907.

Über die Graphitproduktion der Vereinigten Staaten von Nordamerika finden wir bei Ingalls folgende Angaben:

Jahr	Aufbereiteter, kristalliner Graphit				Dichter Graphit	
	Produktion		Verbrauch		Produktion	
	Pfund	Wert	Pfund	Wert	Tonnen	Wert
		\$		\$	à 1000 kg	\$
1898	1 647 679	82 385	31 847 359	826 205	1 200	11 400
1906	4 894 486	170 866	55 868 819	1 725 098	16 853	—
1907	4 586 149	149 548	45 548 149	1 926 937	26 962	138 381
1908	3 433 039	149 763	26 345 753	876 030	1 821	8 230
1909	5 669 899	340 194	48 202 750	2 194 653	1 703	14 528

Sonstige Graphitlagerstätten Amerikas.

Von sonstigen Graphitlagerstätten Amerikas besitzen nur diejenigen **Mexicos** große Bedeutung. Sie liegen bei Santa Maria¹⁾, im Staate **Sonora**, etwa 250 Meilen südlich der Landesgrenze und 60 Meilen östlich vom Golf von Californien. Die Lagerung der dortigen Graphitflöze ist sehr steil, ihre Mächtigkeit beträgt 2,70 bis 3,00 m. Man kennt wenigstens sieben Graphitflöze, welche in einem metamorphen Sandsteine auftreten. Der Graphit ist entstanden aus Kohle, und zwar durch Kontaktmetamorphose von seiten eines Granites. Dieser Granit bildet bisweilen das Nebengestein des Graphites; an anderen Stellen tritt er gangförmig auf. Der Graphit ist „amorph“ und weich. Eine Analyse ergab: 86,75 Prozent C; — 7,6 Prozent Si O₂; — 5 Prozent Al₂ O₃; — 0,65 Prozent Fe O. Der Graphit ist besonders geeignet zur Herstellung von Bleistiften. Kleinere Graphitvorkommen finden sich in Mexico auch im Staate Oaxaca.

In **Chile** sind größere Graphitlagerstätten im Departement Castro an den Ufern des Gamboa-Flusses und im östlichen Teile der Chiloe Insel gefunden worden. (Board of Trade Journal LVII, S. 138).

In **Brasilien** findet sich Graphit in Minas Geraes, z. B. bei Corrego Curralinho bei Barreiros.

¹⁾ Mines and Minerals XXIX. S. 98 und Mineral Industrie during 1908 S. 498 u. 1909 S. 389.

Die Graphitlagerstätten Afrikas.

Die Graphitlagerstätten Deutsch-Ostafrikas.

In Deutsch-Ostafrika¹⁾ sind Graphitgneise schon seit langem an verschiedenen Stellen festgestellt. So im Ulugurugebirge, wo Graphit als Gemengteil im Gneis vorkommt, zurzeit aber nicht abgebaut wird; ferner am Kissitwi-Berge bei Mamboya unweit Kilossa, im Mahenge-Bezirk, in Handei (Ngambo) und seit kurzem auch im Hinterland von Lindi, ganz im Süden der Kolonie.

Von allen diesen Graphitvorkommen weiß man geologisch sehr wenig. Es ist eigentlich nur bekannt, daß sie im Gneis auftreten. Sonstige Einzelheiten sind in der Literatur nicht angeführt. Nur über die Graphitgneise von Lindi sind einige mikroskopische Untersuchungen von O. Stutzer veröffentlicht.

Die von uns untersuchten Stücke waren typische Graphitgneise, welche bisweilen von graphitfreien Apliten durchsetzt werden. Im Dünnschliff sah man, daß der Graphit teilweise in frischem Feldspat, in Quarz, Turmalin und anderen Mineralgemengteilen eingebettet war. Daraus geht hervor, daß der Kohlenstoffgehalt der Graphite bereits bei Bildung des Gneises vorhanden gewesen sein muß. Der Graphit ist also nicht nach diesen Mineralien, sondern spätestens und wahrscheinlich mit ihnen gleichzeitig entstanden.

Die Gneise selbst dürften am besten als Injektionsgneise bezeichnet werden, d. h. als sedimentäre Gneise, in welche eruptives Material injiziert wurde. Es sprechen hierfür abwechselnde dünne Lagen zwischen kaolinisierten Partien und frischen Quarz-Feldspataggregaten im Graphitgneis vom Flusse Miessi, ferner aplitische, graphitfreie Partien im Graphitgneis vom Flusse Mwiti und schließlich das Auftreten von Turmalin, der seinerseits als jüngere Bildung Graphit einschließt. Der Kohlenstoffgehalt des Graphites war vor der Kristallisation (bzw. Einwanderung) der Quarz-Feldspataggregate und des Turmalins auf Grund der heutigen Struktur des

¹⁾ E. Stromer, Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika. S. 78. München 1896. — Bornhardt, Zeitschr. d. D. g. G. 1898. S. 62; Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903. S. 197. — Tornau, Monatsberichte d. D. g. G., Die nutzbaren Mineralvorkommen, insbesondere die Goldlagerstätten Deutsch-Ostafrikas. 1907. S. 70. — Schmeisser, Die nutzbaren Bodenschätze und die Entwicklung des Bergbaues in den deutschen Schutzgebieten. S. 23 u. 25. Breslau 1908. — O. Stutzer, Über Graphitgneise aus dem Hinterland von Lindi in Deutsch-Ostafrika, Monatsberichte d. D. g. G. 1910. S. 421.

Gesteines jedenfalls schon vorhanden. Es liegt nahe, ihn bei Annahme der eben angegebenen Deutung des Gneises als einen Bestandteil des sedimentären Anteils dieses Gesteines zu betrachten.

Sonstige Graphitvorkommen Afrikas.

In Britisch-Südafrika sind Graphitvorkommen von verschiedenen Stellen bekannt.

So kennt man in **Transvaal** im Pietersburg¹⁾-Distrikte Graphitlager an einem Kontakte zwischen kristallinen Schiefern und grauem Granite. Die Mächtigkeit der dortigen zwei Lager soll 2,10 und 1,20 m betragen. Auch im Rustenburg²⁾-Distrikt hat man Graphit gefunden.

In **Natal**³⁾ tritt Graphit an verschiedenen Stellen auf, z. B. bei Port Shepstone und Doornkloof bei Ladysmith. Er ist hier teils Einsprengling in den ältesten Gesteinen, teils ein Bestandteil der Dolomite und Schiefer der Swaziland-Serie. So tritt bei Port Shepstone der Graphit in Schuppen oder kleinen Adern in einem marmorisierten Dolomit auf. Bei Doornkloof sind ganz dünne Kohlenflöze im Ekka-Sandstein am Kontakt mit Dolerit in Graphit umgewandelt. Der Kontakt-metamorphismus war so intensiv, daß sich auch der begleitende Sandstein in harten Quarzit mit säuliger Absonderung umwandelte⁴⁾. Ein ähnliches Vorkommen findet sich bei Ingeli in den Inpetyini-Wäldern, Alfred County. Bei Inchanga, 4 Meilen nordöstlich Drummond-Station, liegt ein 75 cm mächtiges Graphitflöz mit nur 13,8 Prozent C an der Basis eines Hornblende-Biotit-Schiefers, der von Granit umschlossen ist. Alle diese genannten Vorkommen von Natal sind zurzeit unabbauwürdig.

In **Britisch-Ostafrika**⁵⁾ hat man in der Provinz Kisumu bis 3 m mächtige Graphite gefunden, über die Näheres aber nicht bekannt ist.

Die Graphitvorkommen Australiens.

In **Neu-Südwaies** findet sich Graphit 26 Meilen nordöstlich von Walcha⁶⁾. Der Graphit bildet hier sphäroidische Ausscheidungen in einem mikropegmatitischen Euritgange. Nebengestein dieses Ganges ist ein

¹⁾ Ingalls, The Mineral Industry during 1908. S. 488.

²⁾ Board of Trade Journal LVII. S. 329.

³⁾ F. H. Hatch, Report on the mines and mineral resources of Natal. 1910. S. 111—115.

⁴⁾ Vgl. die ähnlichen Verhältnisse in Gröaland.

⁵⁾ Board of Trade Journal XLIV. S. 486.

⁶⁾ Rothwell, The Mineral Industry during 1904. New York 1905. S. 234.

saurer Granit. Die Mächtigkeit des Ganges schwankt zwischen 1,80 m und 90 m. Die Graphitkonkretionen betragen 40—50 Prozent des Ganges und der Graphitgehalt dieser Konkretionen beträgt 20—25 Prozent. Die Lagerstätte wird (1905) abgebaut.

Eine andere Graphitlagerstätte liegt 5 Meilen östlich von Undercliff-Station im Distrikt Buller¹⁾. Graphitschiefer von wahrscheinlich karbonischem Alter lagert hier am Kontakte mit einem Granite. —

Auch von anderen Stellen Neu-Südwaies werden noch Graphitfunde gemeldet, so von Dundee, wo Graphit in kleinen strahligen Aggregaten in einem Granit auftritt.

In **Queensland**²⁾ finden sich Graphitlagerstätten am Mt. Bopple im Maryborough-Distrikt, etwa 3 Meilen südöstlich von Netherby an der North Coast Railway. Intrusionen von Syenit, Syenitgranit und Hornblendeandesit haben hier Kohlenflöze der Burum-Serie kontaktmetamorph in Anthrazit und Graphit verwandelt. Das Einfallen der durch die Intrusion gestörten Schichten ist steil. Die Mächtigkeit der Flöze ist ca. 0,40—1,20 m; ihr Graphitgehalt beträgt 18—27 Prozent.

In **Südaustralien** kommt Graphit am Spencero-Golf in größerer Menge vor.

In **Neuseeland** findet man Graphit im Bannockburn-Distrikt. Derselbe tritt hier in Glimmerschiefern resp. Phylliten auf. Ebenso sind bei Pakawau in der Provinz Nelson Graphite seit 1861 bekannt³⁾.

Die Entstehung der Graphitlagerstätten⁴⁾.

Graphitlagerstätten können in folgender Weise sich bilden:

1. Aus organischer Materie, durch Umwandlung kohlenstoffhaltiger Sedimente. Diese Umwandlung erfolgt durch Kontaktmetamorphose, Dynamometamorphose oder Regionalmetamorphose. Durch diese Umwandlung organischer Materie bilden sich meist Graphite, welche innerhalb der sie umgebenden Gesteinskomplexe an derselben Stelle lagern, wo die ursprüngliche kohlenstoffhaltige Substanz abgelagert wurde. Denkbar ist aber auch, daß in den Sedimenten fein

1) Pittmann, Mineral Resources of New South Wales 1901. S. 371.

2) Queensland Geol. Survey 204. Brisbane 1906.

3) J. Park, The Geology of the Cromwell Subdivision, Western Otago Division. New Zealand Geol. Survey. Bull. 5. S. 68.

4) Die folgenden Ausführungen decken sich größtenteils mit Mitteilungen, welche Verfasser im Januarheft 1910 der Zeitschrift für praktische Geologie veröffentlichte.

verteilte organische Substanz wandert, sich konzentriert und unter geeigneten Bedingungen als Graphit auskristallisiert. Derartige epigenetische Graphitvorkommen ursprünglich organischer Herkunft wären alsdann von den entsprechenden anorganischen Bildungen nicht zu unterscheiden.

2. Aus anorganischer Materie, durch Auskristallisation aus schmelzflüssigen, wässerigen oder gasförmigen Verbindungen. In letzteren Fällen kann der Kohlenstoffgehalt einem eruptiven Herde entstammen, dem er als primärer Bestandteil von Anfang angehört hat, oder dem er später erst durch Einschmelzen organischen oder anorganischen kohlenstoffhaltigen Nebengesteins (Kohle, Bitumen, Karbonat) zugeführt ist.

Hieraus ersieht man, daß eine scharfe Grenze zwischen organisch und anorganisch entstandenem Graphit nicht besteht. Eine organische Herkunft des Kohlenstoffgehaltes läßt sich bei manchen Graphitlagerstätten (z. B. in Steiermark) mit Sicherheit nachweisen; eine rein anorganische Entstehung der Graphitlagerstätten wird aber nie zu beweisen, höchstens wahrscheinlich zu machen sein, da der Graphit der Eruptivgesteine und der Gänge seinen Kohlenstoffgehalt in vielen Fällen auch dem Nebengestein entnommen haben kann.

I. Die Entstehung des Graphites aus organischem Material.

Die kontaktmetamorphe Umwandlung amorpher kohligter Substanz in Graphit in der Nähe eines Eruptivgesteines ist in der Natur öfters zu beobachten. Als klassisches Beispiel seien die Kontakterscheinungen der Umgegend von Pirna und Kreischau in Sachsen genannt, die von R. Beck und W. Luzi (Ber. d. Deutschen chem. Ges. 24, 1884) eingehend beschrieben wurden. Innerhalb des Kontaktbereichs des dortigen Granites sind Tonschiefer in Chistolithschiefer verwandelt, und der reichlich beigemengte amorphe Kohlenstoffgehalt der Gesteine ist in schönen Graphitkriställchen auskristallisiert. Weiter vom Kontakte entfernt verschwindet dieser Graphitgehalt, und statt seiner führen die Schiefer wieder primären amorphen Kohlenstoff. Es ist durch diese Beobachtung also der sichere Nachweis erbracht, daß unter dem Einfluß eines Eruptivkontaktes aus kohligter Substanz Graphit entstehen kann. Ein abbauwürdiges Beispiel liefern auch die im vorhergehenden ausführlich geschilderten Graphitvorkommen in Grönland.

Die Resultate der Dynamo- bzw. Regionalmetamorphose sind in bezug auf Mineralbildung denen der Kontaktmetamorphose oft recht ähnlich, da

in allen drei Fällen erhöhter Druck und erhöhte Temperatur die Hauptfaktoren der Metamorphose sind. Die Bildung von Graphit ist daher auch durch Dynamometamorphose, bzw. Regionalmetamorphose ursprünglich amorpher kohligler Substanz denkbar. Derartige Graphitkristalle finden sich in kristallinen Kalksteinen vieler Gebirge.

Der Kohlenstoffgehalt aller dieser metamorphen Graphitvorkommen ist ursprünglich organischer Herkunft, d. h. aus Resten ehemaliger Lebewesen, seien es Pflanzen, seien es Tiere, hervorgegangen.

II. Anorganische (eruptive) natürliche Graphitvorkommen.

a) Graphite als magmatische Ausscheidungen.

Graphite mit anorganischem Kohlenstoffgehalte finden sich zunächst in vielen Meteoriten¹⁾. So enthalten (nach Donath: Der Graphit, Leipzig 1907) Graphit die Meteoreisen von Lenarto in Ungarn (gefallen 1815), Benedego in Bahia (1816), Bohumilitz in Böhmen (1829), Sevier in Cosby Creek (1840), Cangfort in Tennessee (1845), Chartago in Tennessee (1846), See-läsgen bei Brandenburg (1847), Chesterville in Südcarolina (1849) und Kaba in Ungarn (1857). In allen diesen Meteoriten ist der Graphit²⁾ gleichzeitig mit den einzelnen Substanzen dieser Meteoreisen aus einer schmelzflüssigen Lösung auskristallisiert.

Ebenfalls oft anorganischen Ursprungs können Graphitmengen innerhalb von Eruptivgesteinen sein, wie sie in der Literatur hier und da beschrieben werden. Es sei nur erinnert an die Graphitkonkretionen im Granit des Ilmengebirges und an den Graphit der Alibert-Grube in Sibirien. Letzterer lagert innerhalb eines Nephelinsyenites. Er ist hier, wie die gegenseitige Verwachsung des Graphites mit den anderen Mineralien im Dünnschliff zeigt, z. T. gleichzeitig mit den Silikaten seines Nebengesteins, des Nephelinsyenites, auskristallisiert. Die Entstehungsbedingungen des Graphites sind also dieselben gewesen wie die der übrigen Gemengteile des Nephelinsyenites. Es ist daher der sibirische Alibert-Graphit z. T. innerhalb einer schmelzflüssigen Lösung auskristallisiert, ähnlich wie der Graphit der Meteoriten.

¹⁾ Eine gute Zusammenstellung über Graphite und Meteoriten findet sich in E. Cohen, Meteoritenkunde. I. Stuttgart 1894 S. 148—153.

²⁾ In manchen Meteoriten findet sich der Graphit nicht hexagonal, sondern regulär, wie in den Meteoriten von Aroa in Ungarn oder von Prundegin und Cosby Creek in West-Australien. Diese, Cliftonit genannte, Varietät des Graphites ist nach Fletcher nur eine Pseudomorphose nach Diamant.

Eine Meinungsverschiedenheit besteht nur über den Ursprung des Kohlenstoffgehaltes dieser im Magma auskristallisierten Graphite, d. h. ob dieser Kohlenstoffgehalt von Anfang an dem Magma, beigemischt war oder ob er aus dem sedimentären Nebengesteine stammt, das am Kontakte auch graphithaltig ist. Jaczewski nimmt für den Alibertgraphit das letztere an, während de Launay und Weinschenk sich auf einen durchaus anorganischen Standpunkt stellen. Diese beiden letzteren Forscher weisen hierbei besonders auf die Größe der Graphiteinschlüsse (30—40 cm) und auf die normale Zusammensetzung des Nephelinsyenites hin. Der Graphit im sedimentären Nebengestein der Alibert-Grube wäre alsdann als Imprägnation aufzufassen. Für die Ansicht Jaczewskis scheinen aber die im Nephelinsyenit eingeschlossenen großen Kalksteinschollen zu sprechen und ferner die von uns selbst in Dünnschliffen der dortigen Gruben beobachteten primären Calciteinschlüsse innerhalb des frischen Nephelinsyenites. Diese Calcite sind teilweise sogar als erste Ausscheidungen auskristallisiert und von einem Kranze eines einheitlichen, d. h. unter gekreuzten Nikols gleichzeitig auslöschenden Biotites umgeben. Der Biotit wird seinerseits dann von Feldspat umgrenzt. Mit dem Calcit zusammen findet sich Graphit.

Wenn wir uns selbst auch gerne auf den Standpunkt einer extrem anorganischen Entstehung dieser Graphitlagerstätte stellen möchten, so scheint uns doch die Ansicht Jaczewskis aus diesen angeführten Gründen bisher nicht mit Erfolg widerlegt zu sein.

Als Beispiel für Graphitbildung innerhalb eines Eruptivgesteines durch Aufnahme kohligter Substanz aus dem Nebengestein mag der bekannte Feldspatbasalt von Ovifak (Disko) in Grönland gelten. Derselbe hat tertiäre Braunkohle durchbrochen und einzelne Brocken dieser Kohle aufgelöst. Innerhalb des Basaltmagmas hat sich alsdann ein Teil des Kohlenstoffgehaltes als Graphit wieder ausgeschieden, während ein anderer Teil Eisenoxydverbindungen des Magmas zu gediegen Eisen reduzierte.

Auch auf künstlichem Wege hat man Graphit aus schmelzflüssiger Lösung hergestellt. So erhielt Luzi (Berl. Ber. 1891, 4085 und 1892, 1378) Graphit aus einem Silikatschmelzfluss, indem er gepulvertes Kaliglas, Fluorcalcium und Russ glühte.

Die Möglichkeit einer Entstehung des Graphites innerhalb einer schmelzflüssigen Lösung ist daher durch Beobachtungen in der Natur und durch Laboratoriumsversuche bewiesen.

b) Gangförmige Graphitvorkommen.

Jedes natürliche Gangvorkommen ist durch Auskristallisation aus schmelzflüssiger, gasförmiger oder wässriger Lösung meist innerhalb von

Spalten entstanden. Zwischen „magmatischen“ schmelzflüssigen und „juvenilen“ wäßrigen Lösungen sind die verschiedensten Übergänge bekannt. Eins der wichtigsten Bindeglieder finden wir in den Pegmatiten¹⁾.

Graphitkristalle in Pegmatiten sind von mehreren Lokalitäten schon beschrieben. So berichtet Grünling von gewissen Pegmatitgängen der Umgegend von Ampe auf Ceylon, wo große Graphitafeln an Stelle des Glimmers regellos im Pegmatit verstreut liegen. Bei Ticonderoga (Chilson Hill) im Staate New York wurden früher graphitführende Pegmatitgänge auch abgebaut. Die Gangfüllung bestand hier vorwiegend aus Quarz, ferner aus Orthoklas, Mikroklin, Hornblende, Glimmer, Skapolith, Apatit, Titanit, Turmalin usw. Diese graphitführenden Pegmatitgänge müssen wie die meisten Pegmatitgänge als Injektionsgänge bezeichnet werden. Demnach sind sie aus übersättigten Lösungen auskristallisiert, welche analog einem Eruptivmagma auf einmal in die Gangspalte injiziert wurden und nicht in langer Dauer langsam aus verdünnter Lösung ihre Substanzen absetzten.

Auf eine etwas andere anorganische Entstehung deuten die Graphitvorkommen von Canada, welche vorzugsweise gangförmig innerhalb von Kalksteinen und Silikatgesteinen auftreten. Das Mineralgemenge dieser Gänge besteht außer Graphit noch aus Apatit, Pyroxen, Quarz, Feldspat und Titanit. Das direkte Nebengestein der Gänge ist bisweilen umgewandelt in Kalksilikatfels, und zwar speziell in ein Gestein, das aus Skapolith und Pyroxen oder aus Pyroxen, Wollastonit und Titanit besteht. Imprägnation des Nebengesteins mit Graphit ist von den Gängen aus erfolgt. Bisweilen ist auch eine Zinnerzimprägnation des Nebengesteins rechts und links der Gänge nachgewiesen.

Dieses alles deutet auf Entstehungsbedingungen, wie wir sie in der Erzlagerstättenlehre bei gewissen Zinnerzgängen kennen. Diese Zinnerzvorkommen haben sich nach allgemeiner Annahme in ihrer ersten Phase bei einer Temperatur gebildet, die über der kritischen Temperatur des Wassers, d. h. über 370° liegt. Ihre Entstehung war demnach vorwiegend eine pneumatolytische, d. h. Auskristallisation aus gasförmiger Lösung. Ähnliche physikalische Bedingungen müssen bei der Entstehung der canadischen Graphitvorkommen geherrscht haben. Die kontaktmetamorphe Umwandlung des Nebengesteins dieser Gänge, die starke seitliche Imprägnation des Nebengesteins und die Mineralkombination (Apatit, Skapolith, Titanit, Wollastonit, Pyroxen, Feldspat) weisen deutlich auf hohe Temperatur hin und auf Bedingungen, wie wir sie sonst auch bei kontaktmetamorphen

¹⁾ Siehe O. Stutzer, Über Pegmatite und Erzinjektionen. Z. f. p. G. 1909 S. 131.

Lagerstätten, die unter Stoffzufuhr während der Kontaktmetamorphose entstanden sind, antreffen. Der Graphit dieser canadischen Vorkommen kann also als Beispiel eines anorganischen Graphites gelten, der bei hoher Temperatur auf vielleicht pneumatolytischem Wege entstanden ist.

Gangförmig sind auch die Graphitlagerstätten von Ceylon. Charakteristisch für diese Gänge ist die wenigstens makroskopisch auffallende Frische des $\frac{3}{8}$ Granulites am Salbande. Als Begleitmineral des Graphites tritt adularfrischer Orthoklas, Apatit, Rutil, Pyrit, Biotit, Pyroxen und vor allem Quarz auf. Alle diese Mineralien sprechen für eine Entstehung, welche von den bisher besprochenen gangförmigen Graphitlagerstätten Nordamerikas und besonders Canadas nicht sehr abweicht, und die ebenfalls unter hohen Temperaturen erfolgte.

c) Graphitimprägnationen.

Das Vorkommen von Graphit im Nebengestein des Elaeolithsyenites der Alibert-Grube in Sibirien wird von den Anhängern einer extremen anorganischen Entstehung des dortigen Graphites als Imprägnation bezeichnet.

Imprägnation des Nebengesteines treffen wir ferner bei manchen canadischen Graphitgängen.

Eine pneumatolytische Entstehung des Graphites durch Imprägnation gewisser Gesteinsschichten nimmt Weinschenk auch für die bayerischen und böhmischen Graphitlagerstätten an. Auf dieselben ist bei Besprechung der bayerischen Graphitvorkommen bereits eingegangen. Es sei deshalb auf diese Darlegungen verwiesen (S. 11).

Die Verwendung des Graphites.

Weitaus der meiste Graphit wird verwandt zur Herstellung feuerfester Gegenstände, vor allem zur Herstellung von Schmelztiegel, wozu ihn seine Unschmelzbarkeit und seine schwere Verbrennlichkeit bestimmt. Die Hauptbestandteile dieser Tiegel sind Ton, feiner Sand und Graphit. Die ersten Schmelztiegel wurden vor etwa 500 Jahren im Orte Hafnerzell bei Passau hergestellt. Das Aufblühen der Schmelztiegelfabrikation geschah in der ganzen Welt gleichzeitig mit der Ausdehnung der Eisen- und Stahlindustrie. Über die Fabrikation und über die Eigenschaften der Schmelztiegel siehe Cirkel lit. cit. S. 226—251 und Donath lit. cit. S. 92 ff.

Die populärste Verwendung des Graphites findet man in der Bleistiftindustrie, die vor etwa 350 Jahren von England ausging. Der schreibende Stift dieser Bleistifte wird aus einem Gemenge von Ton und

feinem Graphit hergestellt. Nähere Angaben hierüber sind in den schon zitierten Arbeiten von Cirkel und Donath enthalten.

Eine weitere wichtige technische Anwendung findet der Graphit (besonders der künstliche) in der Elektrotechnik zur Herstellung von Lichtkohlen, Elektroden, Dynamobürsten, Mikrophonkohlen usw. Zu diesen Zwecken besitzt der Graphit weit günstigere Eigenschaften als alle anderen Materialien, da er gegen Säuren und Alkalien widerstandsfähig und ein Leiter erster Ordnung ist, dessen Leitfähigkeit sich im Gegensatz zu den Metallen bei steigender Temperatur noch erhöht. Auch in der Galvanoplastik wird Graphit als Überzug schlechtleitender Objekte mit Erfolg verwandt.

Als festes und trockenes Schmiermittel findet zudem Graphit in der Maschinentechnik immer mehr Eingang. Graphit ist ferner verbreitet als Poliermittel, Graphitfarbe und anderes.

Der Graphitverbrauch erstreckt sich nach Cirkel (lit. cit. S. 155) prozentual auf nachstehende Branchen etwa in folgender Weise:

Schmelztiegel, Gußformen und ähnliche Gegenstände	35 Prozent
Ofenpolitur	30 „
Graphitschmiere	10 „
Ofenverkleidung	8 „
Graphitfett	6 „
Bleistifte	4 „
Graphitdichtungsmittel	3 „
Graphitfarbe	3 „
Verschiedenes	1 „
	<hr/> 100 Prozent.

Die Verwendung des Graphites dürfte heute aber bereits andere Verhältniszahlen aufweisen.

Bearbeitung des Graphitrohmaterials.

Das Rohprodukt der Graphitlagerstätten enthält stets mehr oder weniger Verunreinigungen. Bevor der Graphit in den Handel kommt, muß er deshalb aufbereitet und gereinigt werden. Dieses geschieht 1. durch Sortieren mit der Hand, 2. durch mechanische Aufbereitung, 3. durch chemische Reinigung.

Das Sortieren mit der Hand wird entweder in der Grube oder in der Aufbereitung vorgenommen. Die mechanische Aufbereitung kann naß und trocken erfolgen. Bei der trockenen Aufbereitung muß das Rohmaterial erst an der Luft oder durch Erwärmen getrocknet werden. Das getrocknete

Material wird dann durch Steinbrecher zerkleinert und durch Walzen, Kugelmöhlen oder andere Maschinen fein gemahlen. Luftgebläse oder Zentrifugalapparate besorgen zuletzt die Trennung des Graphites von seinen Beimengungen und dadurch Anreicherung des Graphites. Bei der nassen Aufbereitung wird das feingepulverte Material durch einen Wasserstrom sortiert, in Setzbottiche abgesetzt und später durch Preßfiltern verfestigt.

Da mit dem Graphit zusammen in sehr feiner Verteilung Eisenoxyde und Silikate (z. B. Glimmer) oft verwachsen sind, so muß der Graphit für gewisse Zwecke auch noch chemisch gereinigt werden. Die Methode dieser chemischen Reinigung (Extraktion) richtet sich nach der Natur der Verunreinigung, die aus der Asche festgestellt werden kann. Sie ist daher für jedes Graphitvorkommen etwas verschieden. Näheres über Graphitaufbereitung und Reinigung siehe in den Abhandlungen von Donath und Cirkel.

Bewertung des Graphites und Graphitpreise.

Meistens hängt der Wert des Graphites vom Kohlenstoffgehalte ab, so daß zur Bewertung dessen Bestimmung genügt. Bei geringer Zunahme des Kohlenstoffgehaltes wächst der Preis des Graphites unverhältnismäßig hoch an. In vielen speziellen Fällen ist jedoch auch eine genaue quantitative und qualitative Analyse des Aschengehaltes nötig. So darf z. B. der Graphit, welcher zur Herstellung von Schmelztiegeln verwandt wird, keinen Schwefel enthalten.

Auch die Struktur des Graphites ist für die Frage seiner speziellen Verwendung in den verschiedenen Industriezweigen von Bedeutung. So eignet sich für Bleistifte vor allem ein derber und feinkörniger Graphit, wie er in ausgezeichneter Weise zu Borrowdale in Cumberland vorkam. Grobblättrige Vorkommen sind zur Bleistiftfabrikation nicht verwendbar, weil die einzelnen Graphitspaltblättchen beim Schreibgebrauch dann über das Papier hingleiten, ohne einen Strich zu hinterlassen. Loser blättriger Graphit ist dagegen zur Schmelztiegelfabrikation am geeignetsten und soll in seiner Widerstandsfähigkeit den dichten Graphit in den Tiegeln etwa zehnmal übertreffen. Es liegt dies daran, daß die einzelnen Graphitblättchen sich nach ihren Spaltflächen außerordentlich leicht verschieben und den Tiegel dadurch sehr elastisch machen, so daß er gegen Zerspringen sehr widerstandsfähig wird. Als Färbemittel nimmt man am besten amorphen Raffinadegraphit. —

Die Preise für Graphit sind großen Schwankungen unterworfen. Einheitspreise für Graphit sind daher schwer anzugeben. Nach Cirkel (lit. cit. S. 156) waren im Jahre 1907 folgende Preise üblich:

Bayern und Böhmen.

Schmelztiegelgraphit mit 91 Prozent Kohlenstoff	= 64,10 Mark pro 100 Kilo
Bleistiftgraphit	„ 83 „ „ = 15,75 „ „ 100 „
Ofenpoliergraphit	„ 72 „ „ = 10,20 „ „ 100 „
Graphit als Färbemittel	„ 52 „ „ = 9,40 „ „ 100 „

Canada und die Vereinigten Staaten von Nordamerika.

Schmelztiegelgraphit 5—9 Cents pro Pfund

Färbemittelgraphit 1—2,5 „ „ „

Bleistiftgraphit von 4 „ „ „ an.

Nach Meeks (The Mineral Industry during 1908 p. 497) unterscheidet man in den Vereinigten Staaten vier Sorten von einheimischem Graphit: N. 1 und N. 2 lump, powdered und dust. Die Marke N. 1 lump enthält etwa 90 Prozent C und ist 3 cents pro Pfund wert. Die Marke N. 2 lump enthält nur 80—85 Prozent C und schwankt im Preise zwischen 45 \$ und 52,50 \$ für 2000 Pfund. Die Marke „powdered N. 1“ erhält pro Pfund 4½ cents und „powdered N. 2“ 3½ cents. „Dust“ schließlich wird nur mit 22 \$ pro 2000 Pfund bezahlt.

Nach demselben Autor war der Preis für Ceylon-Graphit im Oktober 1908 folgender:

Marke	New York cents per pound	Ceylon rupees ¹⁾ per long ton
Lump	Bester 9—9½ Mittlerer 7½—8 Schlechter 4—5	Große Stücke: 225—525 Gewöhnliche Stücke: 200—550
Chips	Bester 6—6¼ Mittlerer 4¾—5¼ Schlechter 3¾—4	150—375
Dust	Bester 4—4½ Mittlerer 2¾—3¼ Schlechter 2½ Sehr schlechter 1¾—2	50—300
Flying Dust . . .	Bester 3⅝—3¾ Mittlerer 2½ Schlechter 1½—1¾	40—130

¹⁾ Eine Rupee = 0,324 \$ = 1,36 Mark.

Die Frachtkosten von Colombo nach New York betrugen 27 sh 6 d bis 30 sh per long ton.

Nach einer freundlichen Mitteilung von Ludolph Struve & Co.-Hamburg (3. November 1910) betrugen die Preise von Ceylon-Graphit per 100 Kilo netto, c. i. f. Kontinent:

Ordinary lumps (gewöhnliche Stücke) .	35.00—95.00	Mark	Handelswert
Large lumps (große Stücke)	58.00—110.00	„	„
Chips (kleine, flache Schuppen)	26.00—62.00	„	„
Dust (Staub, körnige Schuppen) :	15.00—41.00	„	„
Flying Dust (Staub, feingesiebt)	9.00—30.00	„	„
alles per 100 Kilo netto, c. i. f. Kontinent geliefert.			

Die Kohlenstoffgehalte der besseren Sorten schwankten hierbei zwischen 85 und 95 %, der geringeren zwischen 40 und 80 %.

Es muß hierbei bemerkt werden, daß die Preise Ende 1910 auf einem ungewöhnlich niedrigen Niveau angelangt waren.

Künstlicher Graphit.

In neuerer Zeit wird auf künstlichem Wege mit Erfolg Graphit hergestellt. Da die Methoden zur Gewinnung des künstlichen Graphites einiges Licht auf die Entstehung der natürlichen Graphite werfen können, so seien sie im folgenden kurz besprochen¹⁾.

Schon lange ist es bekannt, daß gewisse geschmolzene Metalle Kohlenstoff lösen und beim Abkühlen in Form von Graphit wieder ausscheiden. In dieser Richtung ist die Graphitbildung innerhalb von Eisenblöcken als Hochofengraphit am bekanntesten. Moissan hat über die Eigenschaften dieser Graphite eingehende Versuche gemacht und hat gezeigt, daß bei gewöhnlichem Druck der Graphit um so reiner ist, je höher die Temperatur war.

Eine andere Bildungsweise von Graphit besteht in einer Zersetzung von Kohlenwasserstoffen oder anderen kohlenstoffhaltigen Dämpfen oder Gasen. So erhielt Berthelot graphithaltige Kohle beim Leiten von Jodäthyl, Schwefelkohlenstoff oder Tetrachlorkohlenstoff durch ein glühendes Rohr. Ebenso entstand Graphitkohle beim Zersetzen des Sumpfgases durch den elektrischen Strom.

Andere Darstellungsmethoden von Graphit sind folgende: Acetylen und Wasserstoffsuperoxyd wird in einem geschlossenen Gefäße auf ca. 150° bei 5 Atmosphären Druck erhitzt. Es bildet sich hierbei Graphit und Wasser nach der Gleichung:

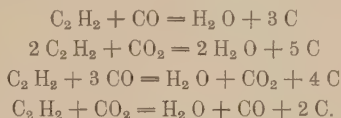


Das Wasser kann hierbei vom Graphit abfiltriert werden.

¹⁾ Die Ausführungen schließen sich an Donath an.

Nach Erdmann (Das Acetylen, 1898, S. 72) bildet sich kristallisierter Graphit, wenn man reines Acetylen über Kupferpulver bei eben beginnender Rotglut (400—500°) leitet.

Nach A. Frank (D.R.P. 112, 416) scheidet sich Graphit ab, wenn man Acetylen mit Kohlensäure, Kohlenoxyd oder diese Gase enthaltende Gemische unter Druck oder hoher Temperatur durch erhitzte Röhren leitet oder unter Druck der Einwirkung des elektrischen Funkens unterwirft. Es finden hierbei folgende Umsetzungen statt:



Statt Acetylen kann man auch Karbide verwenden.

W. Luzi stellte fest, daß in einem erstarrenden Silikatmagma (Kali-glas und Fluorit) amorpher Kohlenstoff als Graphit auskristallisiert.

Eine andere Art der Graphitbildung ist die Erhitzung von Kohlenstoff bei sehr hoher Temperatur im elektrischen Bogen. —

Zur künstlichen Graphiterzeugung im großen sind nach Townsend-Donath zurzeit im allgemeinen drei Methoden praktisch verwendbar:

1. die Einwirkung elektrischer Entladungen, resp. des Lichtbogens auf Kohle,
2. die Wirkung elektrischer Entladungen auf gasförmige Kohlenwasserstoffe und
3. die Zersetzung der Karbide durch hohe Temperatur.

Die Methoden 1 und 3 sind bereits in der Technik in Anwendung.

Gegenwärtig gewinnt man Graphit am zweckmäßigsten dadurch, daß man gewisse Karbide sehr stark erhitzt. Hierbei dissoziieren sie und zerfallen in ihre Bestandteile, wobei sich der eine Bestandteil in Dampf-form verflüchtigt, während der Kohlenstoff des Karbids als Graphit zurückbleibt.

Alle diese künstlichen Graphite erweisen sich als Graphitite, da sie sich beim Glühen mit Salpetersäure auf Platinblech nicht auflösen.

Verwendung findet der künstliche Graphit hauptsächlich als Elektrode, dann aber auch zur Herstellung von Farbe, Akkumulatoren und Schaltbürsten, sowie als Schmiermittel beim Galvanisieren.

Als Fabrik zur Herstellung künstlicher Graphite kommt zurzeit nur die „International Acheson Graphite Company“ in Niagara Falls, N. Y. in Betracht. Über Menge und Wert dieser Produktion gibt die folgende Tabelle Auskunft:

Jahr	Menge Pfd.	Wert Dollar	Wert per 1 Pfd. Cents
1899	405 870	32 475	8,00
1900	860 750	68 860	8,00
1901	2 500 000	119 000	4,75
1902	2 358 828	110 700	4,69
1903	2 620 000	178 670	6,82
1904	3 248 000	217 790	6,70
1905	4 595 500	313 979	6,83
1906	4 868 000	312 764	6,42
1907	6 924 000	483 717	6,98
1908	7 885 511	502 667	6,80
1909	6 870 529	467 196	6,80

Statistische Mitteilungen über Produktion.

Nach Ingalls, The Mineral Industry during 1909, war die Graphitproduktion in den letzten Jahren folgende (in metrischen Tonnen):

Jahr	Canada	Ceylon	Deutschland	Indien	Italien	Japan	Mexico	Österreich	Schweden	Vereinigte Staaten von Amerika
1904	410	26,478	3,784	3,800	9,765	216	970	28,620	55	2,045
1905	491	31,134	4,921	2,324	10,572	209	970	34,416	40	1,933
1906	405	36,578	4,055	2,642	10,805	177	3,915	38,117	37	2,220
1907	525	33,027	4,033	2,472	10,989	103	3,202	49,425	33	2,080
1908	227	22,198	4,844	2,919	12,914	177	1,076	44,425	66	1,557

Österreich steht demnach an erster Stelle, soweit es die Menge des geförderteten Graphitrohmaterials betrifft. Dem Werte nach rangiert zuerst Ceylon, dessen Graphit im Durchschnitt 80—98 Prozent C enthält, während die österreichischen Graphite im Durchschnitte nur 50—70 Prozent C enthalten.

Diamant.

Mineralogischer Überblick¹⁾.

Diamant kristallisiert regulär-tetraedrisch in sehr verschiedenen Formen. Am häufigsten findet man das Oktaeder mit selten scharfen, meist gerundeten Kanten. Dodekaeder besitzen ebenfalls meist gerundete Kanten und gewölbte Flächen. Nicht häufig sind Diamant-Würfel. Zwillinge nach 100 und nach 111 kommen bisweilen vor. Dieselben sind an Einkerbungen und polysynthetischen Lamellen leicht zu erkennen. Kugelige Gebilde entstehen durch Verwachsung zahlreicher Kristalle. Auf den Oktaederflächen sieht man oft dreieckige, auf den Würfelflächen vierseitige Vertiefungen (Ätzfiguren).

Die Spaltbarkeit des Diamanten ist sehr vollkommen oktaedrisch, sein Bruch ist muschelig. Er ist das härteste Mineral ($H=10$). Nach Erfahrung der Diamantschleifer ist seine Härte größer auf den Hexaederflächen (100) als auf den Oktaederflächen (111). „Die südafrikanischen Diamanten sollen weicher sein als alle anderen; härter die australischen Steine und besonders hart manche schwarze Diamanten von Borneo“ (Hintze). Das spezifische Gewicht der Diamanten ist 3,50 bis 3,52.

Der „Diamantglanz“ ist fettartig oder matt; die Farbe farblos und wasserhell, aber auch weiß, grau, braun, grün, gelb, zuweilen rot, blau, selten schwarz. Nach Dölter rührt die Färbung von Metalloxyden (besonders Fe, Cr, Mn, Ti) her, welche als intermolekuläre Pigmente vorhanden sein sollen²⁾. Lichtbrechung und Farbenzerstreuung ist stark; $n=2,4135$ für rotes Licht und $2,4278$ für grünes Licht. Für Röntgenstrahlen ist Diamant sehr durchlässig. Zuweilen beobachtete man schwache Doppelbrechung, besonders in der Nähe von Einschlüssen und von

¹⁾ Hauptsächlich zusammengestellt nach E. Hintze, Handbuch der Mineralogie, Leipzig 1904, und G. Tschermak, Lehrbuch der Mineralogie, Wien 1897.

²⁾ Siehe N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1896. 2. S. 91.

Rissen. Durch Reiben wird der Diamant positiv elektrisch, er leitet die Elektrizität sehr schlecht, dagegen gut die Wärme. Aus letzterem Grunde fühlt er sich kalt an.

Phosphoreszenzerscheinungen sind an Diamanten schon lange bekannt. So phosphoresziert er im Dunkeln schon lebhaft nach kurzem Überstreichen über Tuch. Einige Diamanten leuchten nach Bestrahlung mit direktem Sonnenlicht. Von großer praktischer Bedeutung sind die Phosphoreszenzerscheinungen unter der Einwirkung von Radiumstrahlen. Da ähnlich aussehende Substanzen, wie Bergkristall, Topas und Glas durch Radiumbestrahlung nicht zum Leuchten gebracht werden, so können Edelsteinhändler diese Substanzen von Diamanten jetzt leicht unterscheiden.

Chemisch besteht Diamant aus reinem Kohlenstoff. Im Sauerstoffgase verbrennt er bei ungefähr 770° vollständig zu Kohlensäure. Beim Verbrennen erhalten die Oktaederflächen regelmässige dreieckige Eindrücke. Unter Luftabschluß kann Diamant unbeschadet bis zur Schmelztemperatur des Stabeisens erhitzt werden. Bei noch höherer Temperatur wandelt er sich unter Beibehaltung seiner Form in Graphit um. Beim Erhitzen verändern gefärbte Diamanten häufig ihre Farbe. Von geschmolzenen „Blue Ground“ werden Diamanten nach Luzi resorbiert. Von Säuren und Alkalien werden sie nicht angegriffen¹⁾.

Man unterscheidet unter den Diamanten: 1. den eigentlichen Diamanten, in einzelnen Kristallen und Kristallgruppen, 2. Bort, in radialstengeligen Kugeln, 3. Karbonat oder Karbonado, ein schwarzer, kristallinischer, poröser Körper von körniger Beschaffenheit, welcher nach Tschermak beim Verbrennen bis zu 2 Prozent Asche hinterläßt. (Näheres über Karbonado siehe im Kapitel über die Diamantlagerstätten von Bahia in Brasilien.)

Beschreibung einzelner Lagerstätten.

Die Diamantlagerstätten in Britisch-Südafrika.

Der erste Abbau auf Diamanten in Südafrika fand im Jahre 1869 im Tale des Vaalfusses statt. Der Charakter dieser zuerst entdeckten Lagerstätte war der alluvialer Seifen („River-Diggings“). Dieselben hat man seit ihrer Entdeckung ununterbrochen bearbeitet.

Von anderer Art sind die unter dem Namen „Dry Diggings“ bekannten Lagerstätten, die man im Jahre 1870 in der Umgegend des

¹⁾ Siehe Berichte der chemischen Gesellschaft. Berlin 1892. 25. S. 2470.

heutigen Kimberley und bei Jagersfontein entdeckte. Die Diamanten fanden sich an diesen Orten zusammen mit einer gelben erdigen Masse in großen Kesseln. Man hielt diese Ablagerungen zuerst auch für alluviale Seifen. Beim weiteren Abbau erkannte man jedoch die vulkanische Natur dieser Kessel, die sich morphologisch als mächtige Trichter mit steilen Wänden oder als senkrechte Säulen erwiesen. Für diese Vorkommen hat sich in Südafrika ganz allgemein der Ausdruck „Pipe“ eingebürgert. Im folgenden seien zunächst die eigentlich wichtigen Diamantlagerstätten, die „Pipes“, näher besprochen. Es werden sich diese Mitteilungen meist ganz eng an die trefflichen Ausführungen von Percy A. Wagner anschließen, dessen Werk, „Die diamantführenden Gesteine Südafrikas, ihr Abbau und ihre Aufbereitung“ zurzeit als die beste geologische Arbeit über die primären Diamantlagerstätten Südafrikas bezeichnet werden muß. Nach Besprechung der primären Diamantlagerstätten wird dann ein weiterer Teil kurz die Diamantseifen Britisch-Südafrikas behandeln.

I. Die diamantführenden Kimberlite Britisch-Südafrikas¹⁾.

In den primären Diamant-Lagerstätten Südafrikas findet sich der Diamant gebunden an Kimberlit und dessen Tuffmaterial, mit welchem die Pipes angefüllt sind. Eine geologische Beschreibung dieser Diamantlagerstätten hat daher in erster Linie eine geologische Beschreibung dieser Kimberlitvorkommen zu enthalten.

a) Die Verbreitung der Kimberlite in Britisch-Südafrika.

Die meisten Kimberlitvorkommen und die wichtigsten Diamantgruben Südafrikas finden sich nach P. A. Wagner in einem ungefähr 200 km breiten, NO-SW verlaufenden Gebiete zwischen der Premier-Grube im

¹⁾ Literatur über die südafrikanischen Kimberlitvorkommen findet sich in ausgezeichneter Weise zusammengestellt in P. A. Wagner, Die diamantführenden Gesteine Südafrikas, ihr Abbau und ihre Aufbereitung. Berlin 1909. Dieses Werk enthält 138 Literaturnotizen. — Eine andere Literaturzusammenstellung findet sich in Economic Geology IV S. 453ff. 1909: A. A. Julien, A Bibliography of the Diamond Fields of South Africa. — Es sei auf diese Zusammenstellungen verwiesen. Als wichtige Werke seien außer dem Buche von Wagner noch hervorgehoben: F. Williams-Gardner, The Diamond Mines of South Africa, some account of the rise and development. New York 1902. — Ferner seien die zahlreichen Abhandlungen von E. Cohen genannt, welche im Neuen Jahrbuch für Min., Geol. u. Pal. erschienen sind, und zwar 1872 S. 857—861; — 1873 S. 52—56, 150—155; — 1874 S. 514—515; — 1876 S. 752—753; — 1877 S. 695—697; — 1879 S. 864—872; — 1881 S. 184.

Norden und der Jagersfontein-Grube im Süden (Fig. 16). Ähnliche Pipes sind auch in Deutsch-Südwestafrika (siehe dieses), in Rhodesien und in Britisch-Ostafrika (?) bekannt.

Die Pipes treten innerhalb des genannten Gebietes meist in Gruppen auf. Selten findet man sie vereinzelt und durch große Zwischenräume



Figur 16. (Nach Wagner.)

voneinander getrennt. „So sind z. B. in einer Entfernung von 8 km um Kimberley als Zentrum 15 Pipes bekannt und Harger¹⁾ schätzt die Zahl in der Abteilung Barkley-West auf 50, während in dem davon weit entfernten Pretoriadistrikt allein, und sonst nirgends in Transvaal, in einem

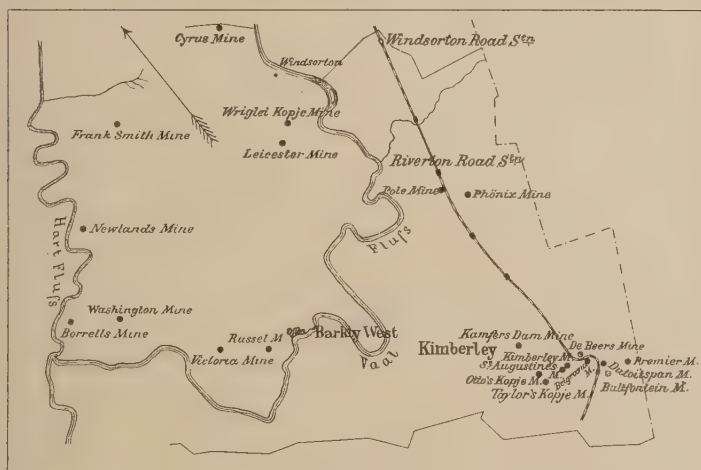
¹⁾ H. S. Harger, The Diamond Pipes and Fissures of South Africa. Trans. Geol. Soc. of S. A. 1905. 110—134.

Flächenraum von ungefähr 20 qkm acht Pipes bekannt sind.“ „Es gilt überhaupt unter Diamantprospektoren die Regel, daß, wo eine Pipe entdeckt ist, mehrere zu finden sind“ (Fig. 17).

b) Allgemeine geologische Schilderung der Kimberlite Britisch-Südafrikas.

Die Kimberlitvorkommen Südafrikas treten meist in der Form von Pipes auf, d. h. alter Vulkanschlote.

Diese Pipes werden vielfach als vulkanische Durchschlagsröhren im Sinne der „Vulkanembryonen“ Brancas oder der „Diatremen“ Daubrées betrachtet. Außer dem tiefer liegenden Grundgebirge, das aus kristallinen Schiefen, Granit und verschiedenen anderen Eruptivgesteinen besteht,



Figur 17.

Die Diamantgruben von Griqualand-West. (Nach Wagner-Bergeat-Stelzner.)
Maßstab 1:916 000.

haben diese Röhren auch die überlagernden Karrooschichten durchstoßen. Dieselben sind durch die Schächte gut aufgeschlossen. Sie beginnen mit dem Dwykakonglomerat, einer verfestigten Moräne der permischen Eiszeit. Die Auflagerungsfläche derselben ist, wie bei diluvialen und rezenten Moränen, geglättet und geschrammt. Unter den Geschieben findet man neben Gesteinen unbekannten Ursprungs auch solche, welche der unmittelbaren Umgebung entstammen. Die über dem Dwykakonglomerat folgenden Eccaschichten sind geschiebefreie Schiefer. Noch höher liegen die fluviatilen oder lakustren Beaufort- und Moltenoschichten, welche, abgesehen von sehr

vielen Diabaslagern, aus Sandsteinen, Tonen und Steinkohlenflözen bestehen, mit Resten von *Glossopteris* und *Sigillaria*. Als jüngere Ablagerungen bedecken den Boden noch vielfach etwa 2 m mächtige diluviale Kalktuffe. —

Im Laufe langer Zeiten ist der obere Teil der Kimberlitschlote, ebenso wie seine Umgebung, abgetragen und verschwunden, so daß man heute von der ursprünglichen Mündung der Vulkane keine Spur mehr erhalten hat.

An der Oberfläche bilden manche dieser Pipes eine kleine Erhebung, welche den Namen „Kopje“ führt (z. B. bei manchen Pipes der Kimberley-Gruppe). Bei der Wesselton-Mine sah man an der Oberfläche eine geringe Vertiefung. In der Regel aber findet man zwischen Pipe-Ausstrich und Umgebung keinen Niveauunterschied. Das Auffinden der Lagerstätte kann dann nur durch Schürfen erfolgen. Das Auftreten charakteristischer Kimberlitgemengteile erleichtert das Suchen. Als derartige charakteristische Gemengteile seien genannt brauner Glimmer, Granat, smaragdgrüner Diopsid und besonders Kimberlitbruchstücke selbst. —

Über das Verhältnis der Pipes zu Spalten und tektonischen Störungslinien hat man schon seit jeher theoretische Erörterungen angestellt. Die frühere Idee, daß sämtliche Pipes auf einer gemeinsamen Spalte liegen, ist durch die stetige Entdeckung zahlreicher neuer Pipes von selbst aufgegeben. In neuerer Zeit hat sich nun herausgestellt, daß die Pipes an der Oberfläche oder unterirdisch in Verbindung stehen mit weit verfolgbaren, breiten oder schmalen Kimberlitgängen. Da diese Gänge aber offenbar die Ausfüllung von Spalten sind, so kann man demnach sagen, daß auch die Pipes in einem gewissen Zusammenhang mit Spalten stehen.

„Als gutes Beispiel für eine Pipe, welche erst unterirdisch in Verbindung mit einem Gange steht, kann die berühmte Kimberley-Grube angeführt werden. Diese durchbricht bei Kimberley in Form einer senkrechten Säule oder besser eines steilwandigen Trichters die Schichten der Karroo- und Präkarrooformationen.“ In einer Tiefe von mehr als 600 m verengt sie sich auf der westlichen Seite zu einem 2 m mächtigen Gange. Derselbe wurde 200 m weit verfolgt und steht nach du Toit¹⁾ mit der westlich gelegenen St. Augustine-Mine wahrscheinlich in Verbindung. Petrographisch ist die Füllung²⁾ dieser Pipe auf ihrer westlichen Seite mit dem erwähnten Ganggestein identisch. Beides ist Kimberlit. Dieser Zusammenhang zwischen Pipe und Kimberlitgang

¹⁾ A. L. Du Toit, *The Diamandiferous and allied Pipes and Fissures*. Eleventh Annual Report of the Geological Commission of the Cape of Good Hope, 1906, S. 135—176.

²⁾ R. Beck, *Untersuchungen über einige südafrikanische Diamantlagerstätten*. Z. d. D. G. G. 1907, S. 245—307.

wurde übrigens zuerst von Graichen¹⁾ an der Newlands-Mine beobachtet. Der dortige schmale Kimberlitgang ist auf mehr als 1000 m verfolgt worden. Diese schmalen Kimberlitgänge sind manchmal zu mehreren parallel angeordnet und können bei geringer Mächtigkeit auf große Entfernungen verfolgt werden. So berichtet Macco²⁾ von einem diamantführenden Gange, auf Graspan zwischen den Vaal- und Modderflüssen, der bei einer Breite von 60—90 cm auf eine Entfernung von 40—50 km verfolgt wurde. Von Prospektoren wurden derartige Kimberlitgänge beim Auftreten neuer Pipes auch oft benutzt.

Es darf indessen nicht verschwiegen werden, daß es auch Pipes gibt, bei denen eine Verbindung mit einem echten Kimberlitgange bisher noch nicht festgestellt ist (z. B. De Beers-Grube bei Kimberley).

In großer Tiefe erleiden die genannten Gänge bisweilen plötzlich eine große Anschwellung (z. B. Newlands-Mine³⁾). Nach Merensky tritt dies vor allem dort ein, wo die Streichrichtung der Gänge sich ändert. Die Ansicht Voits⁴⁾, daß die Pipes keine Explosionskrater, sondern Eruptivstücke darstellen, welche die Erdoberfläche nie erreichten, ist nach Wagners Ansicht in ihrer Allgemeinheit zu verwerfen, obwohl gelegentlich derartige „embryonic pipe“ vorkommen.

Über die Form der Pipes ist folgendes zu sagen:

Ihr Durchschnitt ist gewöhnlich angenähert kreisrund oder elliptisch, oft aber auch ganz unregelmäßig (Fig. 18). Die Unregelmäßigkeit in der Form ist zusammen mit der Ungleichheit der Füllung wahrscheinlich auf zeitlich verschiedene Eruptionen innerhalb derselben Pipe zurückzuführen.

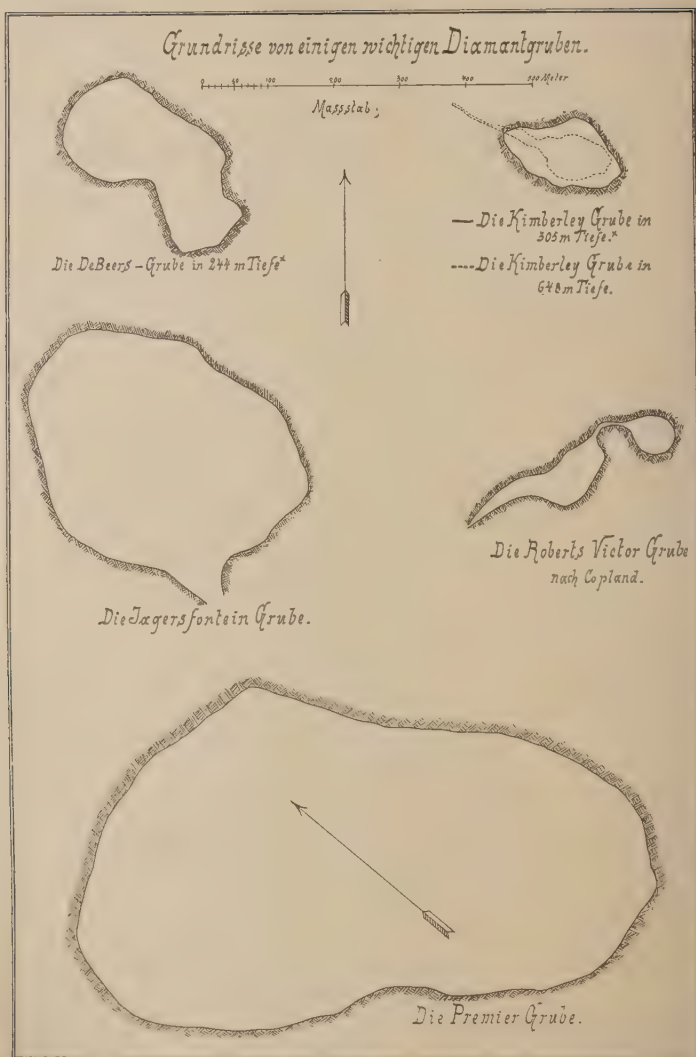
Der Querschnitt des Pipes ist auch sehr verschieden. So hatten die großen De Beers- und Kimberley-Gruben innerhalb der weichen, leicht zerreibbaren Karrooschichten die Form mächtiger Trichter. In den dar-

¹⁾ W. Graichen, Die Newlands Diamantminen in Südafrika. Z. f. p. G. 1903. S. 448—452.

²⁾ Macco, Über die südafrikanischen Diamantlagerstätten. Z. d. D. g. G. 59, 1907. S. 76.

³⁾ W. Graichen, Die Newlands Diamantminen in Südafrika. Z. f. p. G. 1903. S. 448—452.

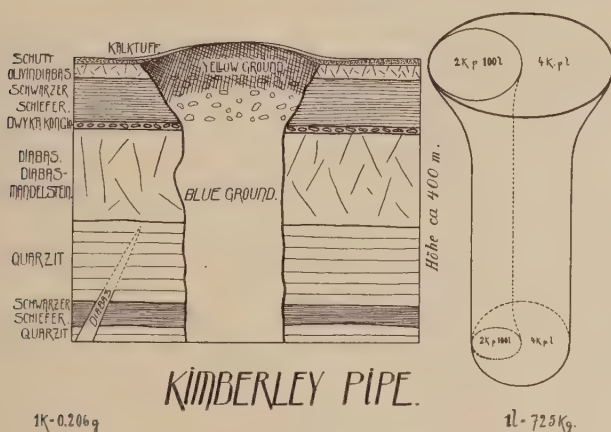
⁴⁾ F. W. Voit, Über das Vorkommen von Kimberlit in Gängen und Vulkanembryonen. Z. f. p. G. 1906 S. 382—384 und 1907 S. 216—219 und 365—369. — Kimberlite dykes and Pipes. Trans. Geol. Soc., S. Afrika 1907. — The Origin of Diamonds. Ebenda. — Further remarks on the Kimberlite rock and the origin of Diamonds. Ebenda. — Die südafrikanischen Diamantenlagerstätten. Vortrag v. d. D. G. G. am 6. Mai 1908 (Maibericht). — Die südafrikanischen Diamantenlagerstätten. Übersicht über die nutzbaren Lagerstätten Südafrikas. Z. f. p. G. 1908. Heft 4 und 5.



Figur 18. (Nach Wagner.)

unter lagernden harten Präkarrooschichten nahmen sie dagegen die Gestalt senkrechter Säulen an (Fig. 19). Meist fehlen aber solche Trichter vollkommen. So hat die Jagersfontein-Pipe, welche ein mächtiges Diabaslager durchbohrte, bis zur größten Tiefe einen fast konstanten Durchmesser von zirka 200 m. Auch die Premier-Mine bei Pretoria zeigt allenthalben fast dieselben Umrisse.

Der Durchmesser der nur selten etwas geneigten Pipes ist ebenfalls sehr verschieden. So schwankt der Durchmesser zwischen 25 m bei



Figur 19.

Profil durch die Kimberley-Pipe. Das Bild zeigt die Form der Pipe. Das nebenstehende schematische Bild gibt einen Begriff von der säulenförmigen Anordnung diamantreicher und diamantarmer Partien.

einigen Vorkommen in Barkley-West und 850 m bei der Premier-Mine (östlich Pretoria). Nach Wagner betrug der Durchmesser

der Kimberley-Grube	300—150 m
der De Beers-Grube	330—210 m
der Du Toits-Pan	670—260 m
der Bultfontein (angenähert kreisförmig)	340—350 m.

Der Durchmesser der meisten Pipes beträgt aber nach Harger nur 30—100 m.

Die Füllung der Pipes besteht aus Eruptivmaterial (Kimberlit) und aus Fragmenten, welche den durchbrochenen Nebengesteinen entstammen. Letztere finden sich in allen Größen, von winzigen, mikroskopisch kleinen Körnchen bis zu riesigen Gesteinsschollen mit einem Inhalt von vielen tausend Kubikmetern. Diese mächtigen Schollen führen den Namen

„Floating Reef“ und sind stets nur auf die höchsten Partien der Pipes beschränkt. Auch die kleineren Fragmente nehmen in der Tiefe an Menge ab. Bezüglich ihrer Herkunft kann man nach Du Toit und Wagner unter diesen Einschlüssen unterscheiden:

1. Direkt anstehendes Nebengestein,
2. Fragmente, die größerer Tiefe entstammen,
3. Fragmente, welche höher gelegenen, oft schon abgetragenen Niveaus angehörten.

Die direkten Nebengesteinsfragmente sind natürlich die häufigsten. Aus größerer Tiefe sind vor allem Granitbrocken emporgekommen, dann aber auch Fragmente von kristallinen Schiefergesteinen, wie Gneis und Hornblendeschiefer, welche in den Gruben bisher noch nicht aufgeschlossen sind. Besonders interessant, und für die Altersbestimmung der Pipes wichtig, sind die Fragmente höher gelegener Formationen. So fand man in der Premier-Mine östlich Pretoria einen riesigen Block von rotem Waterbergsandstein (58 m mächtig), obwohl diese Sandsteine oberflächlich in jener Gegend schon längst abgetragen und verschwunden sind. Im nordöstlichen Teile der Wesselson-Mine bei Kimberley hat man in 45 m Tiefe in einem großen Sandsteinblock einen Abdruck von *Acrolepis* gefunden. Durch diesen Fischrest konnte der Sandstein als zeitliches Äquivalent der Beaufortschichten (Karooformation) bestimmt werden, welche in der Nähe von Kimberley heute überhaupt nicht mehr vorkommen. Alle diese Fragmente sind mit Ausnahme mancher weicher und spröder Gesteine, wie der *Ecce-Kohlenschiefer*, glatt und abgerundet. Sie ähneln dadurch Geröllen. Diese Abrundung ist nach Wagner auf mechanische Reibung während der Bildungsperiode der Pipes und auf spätere Bewegung innerhalb der Pipes zurückzuführen.

Das eruptive Füllmaterial der Pipes besteht aus Kimberlit und seinen Zertrümmerungs- und Zersetzungsprodukten. Unter diesen unterscheidet man in Südafrika von oben nach unten:

1. „Yellow Ground“ und „Soft Blue Ground“, ein vollständig zersetztes Gestein, bestehend aus Kimberlit, Kimberlittuff oder Kimberlitbreccie.
2. „Hard Blue Ground“, ein weniger stark zersetztes Gestein, durch dessen Verwitterung „Yellow Ground“ entsteht.
3. „Hardibank“, ein harter, besser erhaltener Kimberlit.

Der „Yellow Ground“ kann am besten mit eingetrocknetem gelbem Schlamm verglichen werden. Seine gelbe Farbe rührt von der vollständigen Umwandlung aller seiner Eisenverbindungen in Eisenhydroxyd

her. Auf die vollständige Zersetzung des Gesteines ist auch sein schlammartiges Aussehen zurückzuführen. Ein Vergleich mit Geisers oder Schlammvulkanen ist aber durchaus unberechtigt. Zahlreiche Fragmente fremder Gesteine, und seltener auch noch unzersetzte Kimberlitmineralien sind in dem „Yellow Ground“ enthalten. Er führt außerdem geringe Mengen Opal und Baryt, und ist mit Calcit oft vollkommen durchtränkt. Kalktuff und roter Sand, welche den Ausstrich der Pipe bedecken und auf Spalten in dieselbe eindringen, sind keine Zersetzungsprodukte der Pipefüllung, sondern zufällige Oberflächenablagerungen.

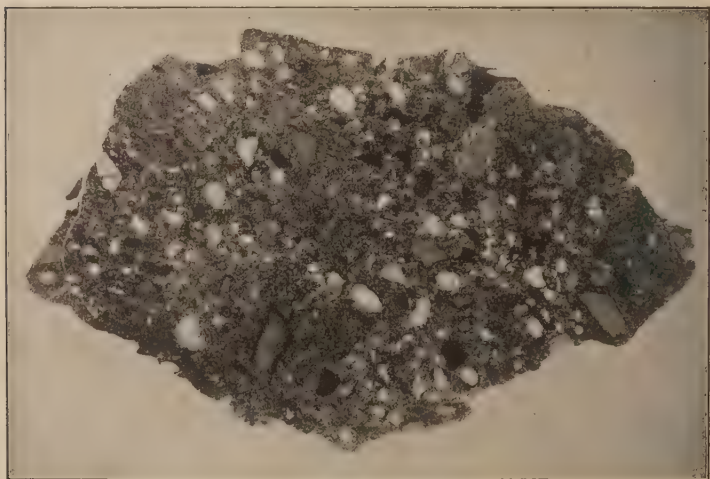
„In manchen Pipes, z. B. in denen der Kimberley-Gruppe, nahm der Yellow Ground mit zunehmender Tiefe eine dunkelbraune Farbe an und ging in den sog. „Rusty Ground“ über. Im allgemeinen geht aber die Farbe direkt von gelb und gelblich-grün in grünlich-blau und schließlich in blau-schwarz über, und so erreicht man den „Blue Ground“, welcher den weitaus größten Teil der Füllmasse bildet.“ Der „Yellow Ground“ ist demnach nur als ein weiter fortgeschrittenes Stadium der Oxydation und Hydratation von Kimberlit, resp. dem daraus hervorgegangenen „Blue Ground“ zu betrachten. Der Übergang zwischen diesen Gesteinen ist meist ein allmählicher, seltener (z. B. Frank Smith-Mine) ein plötzlicher. In der „Kimberley-Mine“ folgte auf 6—20 m „Yellow Ground“ 2—5 m „Rusty Ground“, dann „Blue Ground“. Die Tiefe, bis zu welcher der „Yellow Ground“ hinabsetzte, war nach Wagner in der

Jagersfontein-Grube	8—17 m
Premier-	5—10 „
Lace-	11 „
Voorspoed-	30 „
Roberts Victor-	38 „

Der „Blue Ground“ zeigt nicht nur aus verschiedenen Gruben, sondern auch aus verschiedenen Teilen derselben Gruben wesentliche Unterschiede in Aussehen, Eigenschaften und Diamantführung, ganz abgesehen von dem an eine gewisse Höhenlage gebundenen Erhaltungszustand. Manchmal muß er als eine stark serpentinisierte „Kimberlitbreccie“ bezeichnet werden. In einer weichen, fettigen und blauschwarzen Grundmasse, die größtenteils aus Serpentin besteht, liegen alsdann neben fremden Gesteinsbruchstücken und abgerundeten heimischen Mineralindividuen, wie Granat, Diopsid und Titaneisen auch größere und kleinere dunkle Fragmente von Kimberlit. Diese Breccienstruktur kann auch in mikroskopischer Kleinheit ausgebildet sein. Man bezeichnet diesen brecciösen „Blue Ground“ am besten als „Kimberlittuff“. Gewöhnlich besitzt der „Blue Ground“ aber keine brecciöse Struktur. Er ist dann

ein einfacher zersetzter Kimberlit, der reich an Einschlüssen oder auch frei von solchen ist. In stark zersetztem Zustande ist zudem eine Unterscheidung zwischen Kimberlit und Kimberlittuff oft unmöglich (Fig. 20).

Die Verteilung der Gesteinseinschlüsse im „Blue Ground“ ist höchst unregelmäßig. Nach der Tiefe zu nimmt ihre Menge meist ab. Bisweilen findet man aber auch eine auffallende Regelmäßigkeit in der Anordnung der einschlußreichen Partien. Diese Anordnung hat dann die Form unregelmäßiger Säulen, welche in dem „Blue Ground“ senkrecht in die Tiefe sitzen. Die Fragmente dieser eigenartigen Säulen sind nicht, wie sonst allgemein, abgerundet, sondern eckig.



Figur 20.

„Hard Blue Ground“ der De Beers Mine. Etwa $\frac{1}{3}$ vergrößerter Dünnschliff.
Original in der Freiburger Lagerstätten-Sammlung.

Das Gestein enthält zahlreiche fremde Einschlüsse von Schiefer usw. Die Schiefer-
einschlüsse zeigen am Rande Kontaktwirkung. Die hellen Partien sind meist Olivin,
welcher zum Teil serpentinisiert, zum Teil ganz frisch ist.

Unter der Einwirkung der Atmosphärrillen zerfällt der „Blue Ground“ nach kürzerer oder längerer Zeit. Es ist diese Erscheinung für die Gewinnung der Diamanten von großer Bedeutung, da dieselben unter Ausnutzung dieser Eigenschaft durch Waschen konzentriert werden können. Dieser Zerfall scheint in erster Linie die Folge einer weiteren Wasseraufnahme des schon stark serpentinisierten Kimberlites zu sein. Dementsprechend hat man auch beobachtet, daß in Regenzeiten (Sommer)

der Zerfall schneller erfolgt als im Winter, und daß künstliche Berieselung den Prozeß beschleunigt. Gewisse stark serpentinierte Kimberlite, welche schon mit Wasser gesättigt sind, zerfallen unter dem Einfluß der Atmosphärilien nicht. Dasselbe Verhalten zeigen die noch unzersetzten Kimberlite („Hardibank“).

Kimberlitgänge durchsetzen als letzte Nachschübe des Magmas oft die Pipefüllung. Bekannt ist so die sog. „Snake“ in der De Beers-Pipe, ein 0,5—2 m mächtiger Gang, welcher bis zur größten erreichten Tiefe verfolgt ist.

Innerhalb der Pipe kann man oft von oben nach unten verlaufende Zonen erkennen, die petrographisch und in bezug auf Diamantführung in vertikaler Richtung gleichbleiben. Hieraus und aus der Form der Pipes kann man schließen, daß sich dieselben durch verschiedene Eruptionen gebildet haben. So ist nach Du Toit¹⁾ die De Beers-Pipe eine Zwilling-Pipe, und ebenso nach Schwarz²⁾ die Kimberley- und Du Toits Pan-Mine.

Gleichzeitig mit der Serpentinisierung des Kimberlites hat auch eine gewaltige Volumvergrößerung des Gesteines stattgefunden. Du Toit hat ausgerechnet, daß ein Kimberlit mit 6 Prozent Wasser ungefähr 45 Prozent Serpentin enthält. Für die Umwandlung von Olivin in Serpentin nimmt man aber einen Ausdehnungskoeffizienten von 30 Prozent an. Es hätte hiernach bei der Serpentinisierung des Kimberlites eine Volumvergrößerung um $13\frac{1}{2}$ Prozent stattgefunden. Da in den Pipes eine solche Vergrößerung nur nach oben stattfinden kann, so wäre demnach eine 1000 m lange Pipesäule um 135 m gewachsen. Durch das Empordringen dieser Säule erklärte Du Toit auch manche Erscheinungen an dem Kontakte zwischen Pipefüllung und Nebengestein, wie nach oben umgebogene Schichten, Schrammen und Rutschflächen an den Schlotwänden und ferner mehrere kleine Verwerfungen innerhalb des „Blue Ground“. Durch den Fund eines großen Gesteinsblockes am oberen Ende einer solchen Schramme in der De Beers-Mine wird diese Ansicht sehr gestützt.

Der Kontakt zwischen Pipefüllung und Nebengestein ist entweder scharf oder durch eine Zersetzungszone angedeutet. Eigentliche eruptive Kontaktwirkungen sind am Nebengestein und an Einschlüssen nur äußerst selten zu bemerken. Die Einschlüsse in dem

¹⁾ Siehe lit. cit.

²⁾ E. H. L. Schwarz, *Petrographical Notes on the older Rocks in the Diamond Pipes of Kimberley*. Records of the Albany Museum 1907. 1907, S. 24—43. Grahamstown.

eigentlichen Kimberlit weisen dagegen manchmal geringere Kontakterscheinungen auf.

Das Alter der Pipes läßt sich nur ungefähr aus dem Alter der durchbrochenen Schichten und der Einschlüsse bestimmen. Die Pipes durchbrechen die Karrooformation, sind demnach jünger als diese, d. h. jünger als Trias. Ob alle Pipes derselben Zeitperiode angehören, läßt sich nicht beweisen. Man nimmt jedoch meist an, daß die südafrikanischen Kimberlitvorkommen trotz ihrer großen Entfernung voneinander in relativ derselben Zeitperiode entstanden.

Über die chemische Zusammensetzung des „Blue Ground“ geben folgende bisher nicht veröffentlichten Analysen der Premier-Pipe bei Pretoria Auskunft, die mir in freundlicher Weise von Percy A. Wagner zur Verfügung gestellt wurden:

	I.	II.
SiO ₂	38,29 Prozent	38,15 Prozent
TiO ₂	2,00 „	1,72 „
Al ₂ O ₃	2,66 „	1,19 „
Fe ₂ O ₃	5,77 „	6,55 „
FeO	2,93 „	3,24 „
CaO	2,42 „	4,13 „
MgO	29,46 „	27,33 „
K ₂ O	1,03 „	0,56 „
Na ₂ O	0,30 „	0,25 „
H ₂ O unter 110°	3,13 „	3,52 „
H ₂ O über 110°	10,19 „	9,69 „
CO ₂	0,20 „	1,41 „
P ₂ O ₅	1,44 „	2,15 „
	<hr/> 99,82 Prozent	<hr/> 99,89 Prozent.

c) Die Petrographie der Kimberlite.

Es ist das Verdienst P. A. Wagners, zuerst in eingehender Weise die mikroskopische Natur der Kimberlite gründlich studiert und veröffentlicht zu haben.

Der Name „Kimberlit“ wurde für das Kimberley-Gestein zuerst von Carvill Lewis¹⁾ vorgeschlagen (1887). Er verstand hierunter einen

¹⁾ Carvill Lewis, Papers and Notes on the Genesis and Matrix of the Diamond. Herausgegeben von Bonney, London 1897. — Ref. N. Jahrb., 1899, I 66.

porphyrischen Peridotit, d. h. die Ergußform eines Biotit-Bronzit-Dunits oder eines Olivin-Pikrit-Porphyrtes, reich an Biotit.

Unter allen Kimberliten Südafrikas gibt es nach den Untersuchungen von P. A. Wagner zwei Haupttypen, die man als glimmerarmen und glimmerreichen Typus bezeichnen kann. Beide unterscheiden sich durch Struktur und Mineralzusammensetzung, obwohl sie durch Übergänge beide verbunden und überhaupt nahe verwandt sind (Fig. 21).

Der glimmerarme Kimberlit findet sich hauptsächlich in Pipes, kommt aber auch in Gängen vor. Glimmer tritt in diesem Gestein sehr spärlich und dann fast immer als größerer Einsprengling auf. Das ver-



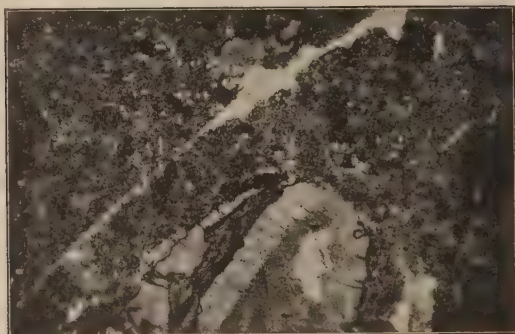
Figur 21.

Glimmerarmer Kimberlit von der 2040-Fuß-Sohle der De Beers Mine.
Vergrößerung ca. 30.

Der Schliff zeigt zahlreiche, etwas serpentinisierte Olivine. Im Bilde rechts ein Schieferereinschluß. In der Grundmasse Magnetit und Perowskit.

breitetste Mineral dieser Gesteine ist Olivin, welcher in größeren und kleineren Einsprenglingen gewöhnlich 50—70 Prozent des Gesteines ausmacht. Diese Olivine liegen mit Glimmer und untergeordnet auch mit Pyrop, Enstatit, Titaneisen und Diopsid in einer dichten Grundmasse eingebettet. Die Grundmasse tritt gegenüber den Einsprenglingen immer zurück. Sie ist reich an Perowskit und Erzen und enthält Apatit in wechselnder Menge. Diese glimmerarmen Typen nähern sich in ihrer Zusammensetzung sehr den porphyrischen Melilithbasalten. Nach Wagner können sie am besten als „porphyrische Peridotite von basaltischem Habitus“ bezeichnet werden. Analysen dieses Gesteines ergaben folgende Zusammensetzung:

	I.	II.	III.
SiO ₂	36,00 Prozent	30,95 Prozent	38,02 Prozent
TiO ₂	0,58 "	2,34 "	2,30 "
Al ₂ O ₃	0,69 "	4,02 "	3,03 "
Fe ₂ O ₃	4,44 "	6,16 "	8,13 "
FeO	2,90 "	2,66 "	2,21 "
CaO	3,58 "	8,92 "	4,80 "
MgO	39,70 "	32,30 "	27,78 "
K ₂ O	0,26 "	1,61 "	} 0,84 "
Na ₂ O	0,11 "	0,35 "	
H ₂ O unter 110°	0,63 "	0,55 "	2,60 "
H ₂ O über 110°	8,02 "	6,81 "	10,11 "
CO ₂	2,74 "	2,54 "	0,28 "
P ₂ O ₅	0,64 "	0,15 "	0,41 "
	100,29 Prozent	99,36 Prozent	100,51 Prozent.



Figur 22.

Glimmerreicher Kimberlit von Grube II, Newlands Mine.

Vergrößerung ca. 80.

Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Biotit. Die großen Einschlüsse sind Serpentin, welcher durch Zersetzung aus Olivin hervorgegangen ist.

Probe I. Analyse eines sehr glimmerarmen Kimberlites aus einer Grube in dem Oranje-Freistaat. (Briefliche Mitteilung von Wagner, bisher unveröffentlichte Analyse.)

Probe II. Analyse eines Kimberlites der De Beers-Mine (angeführt von Wagner).

Probe III. Analyse eines Kimberlites der Premier-Pipe (angeführt von Wagner).

Die glimmerreichen Kimberlite treten hauptsächlich gangförmig auf. Man trifft sie besonders in den Kroonstad-, Smaldeel- und Boshof-Distrikten der Orange-River-Kolonie und in den Distrikten von Griqualand-West-, Richmond-, Colesberg und Victoria-West in der Kapkolonie. Petrographisch steht dieser Typus den Alnöiten sehr nahe. Von einer eigentlichen Grundmasse kann man in vielen Fällen bei diesem Gesteine gar nicht sprechen. Große Einsprenglinge von Olivin und Glimmer liegen in einem körnigen Gemenge kleiner Olivine und Biotite, zwischen welche Calcit und Serpentin entwickelt ist. Zu den größeren Mineralien gesellt sich in seltenen Fällen noch Granat und Ilmenit, zu den kleineren Mineralien der Grundmasse oft Augit und Apatit (Fig. 22).

Perowskit und Erze sind in diesen glimmerreichen Typen immer spärlicher vorhanden als in den glimmerarmen Kimberliten; ebenso verhält es sich mit Enstatit und Diopsid.

d) Die Mineralien der Pipes.

In den oberen Teilen der Pipes findet man innerhalb des zersetzten Gesteines ganz frische, kleinere und größere Mineralindividuen. Dieselben sind schon häufig untersucht und beschrieben. Sie finden sich sowohl in den glimmerreichen wie glimmerarmen Gesteinstypen. Läßt man alle zufällig in die Pipes gekommenen fremden Mineralien unberücksichtigt, so kann man mit Wagner als ursprüngliche Mineralien der Pipefüllung folgende aufzählen:

Olivin — Brauner Glimmer — Granat (Pyrop) — Enstatit bzw. Bronzit — Chromhaltiger Diopsid — Nichtmagnetisches, magnesiareiches Titaneisen.

Ferner meist erst mikroskopisch:

Perowskit — Magnetit bzw. Titano-Magnetit — Apatit — Chromit — Spinell — Rutil — Augit.

Unter den sekundären Mineralien und Zersetzungsprodukten sind zu erwähnen:

Serpentin — Bastit — Calcit — Chalcedon bzw. Opal — Zeolithe — Titanit — Chlorit und vielleicht Baryt und Vivianit.

Zudem finden sich in den Pipes folgende Mineralien, von denen es nicht ganz sicher ist, ob sie primär dem Kimberlit angehören oder nicht:

Zirkon — Smaragdit und Disthen — Korund in Form von Saphir und Rubin. Ferner hat Lacroix auch Nephelin aus dem Kimberlit der Monastery-Gruben beschrieben, was aber Wagner durch neue Untersuchungen bisher noch nicht bestätigen konnte. Auch Pyrit kommt in manchen Gruben vor. —

In den obersten Teilen der Pipes, d. h. in dem „Yellow-“ und „Soft Blue Ground“ findet sich der Olivin, der in den frischeren Gesteinspartien

bei weitem vorherrscht, vollkommen zersetzt. Die anderen Mineralien, wie roter Granat, grüner Diopsid, schwarzglänzendes Titaneisen, grüner Enstatit bzw. bräunlicher Bronzit und vor allem brauner Glimmer finden sich in abgerundeten, selten eckigen Fragmenten bis zu Nußgröße, mitunter auch bis Kopfgröße. Die Abrundung dieser Mineralien ist vor allem auf magmatische Resorption und nicht auf mechanische Abrollung wie bei den Gesteinsfragmenten zurückzuführen. Bei der mechanischen Aufbereitung des Gesteines werden diese Mineralien im großen angesammelt und können dann den Waschrückständen entnommen und eingehend studiert werden. Die Mengenverhältnisse der einzelnen Mineralien sind in den verschiedenen Pipes verschieden. So sind in der Newlands-Mine Granat und Diopsid sehr häufig, Titaneisen dagegen sehr selten, während in der Premier-Mine bei Pretoria die Verhältnisse gerade umgekehrt liegen.

Eine eingehende mineralogische und chemische Beschreibung der einzelnen Mineralien findet sich in dem zitierten Werke von P. A. Wagner. Demselben sei nur kurz folgendes hierüber entnommen.

Olivin ist weitaus der häufigste Gemengteil der Kimberlite. Er ist meist schon makroskopisch sichtbar. In vielen Vorkommen tritt er in zwei verschieden alten Generationen auf, die sich durch Größe und Umgrenzung unterscheiden. Die größeren Kristalle sind randlich abgerundet oder sogar korrodiert und haben oft eine starke undulöse Auslöschung. Die kleineren sind fast immer scharf begrenzt. Die Olivine mancher Kimberley-Gruben (z. B. De Beers, Du Toits Pan) sind reich an Ruteinschlüssen. Sonstige Mineraleinschlüsse fehlen. Nach der Analyse ist der Olivin magnesiareich und eisenarm (ohne Calcium). Durch Zersetzung geht Olivin von innen nach außen in Serpentin über. Es entstehen hierbei Pseudomorphosen nach Olivin. Da der Eisengehalt des Minerals gering ist, so ist die Neubildung von Magnetit bei der Serpentinisierung auch nur gering.

Glimmer ist in den glimmerarmen Kimberliten nach Olivin der häufigste Gemengteil. Er findet sich in unregelmäßig begrenzten, sehr selten in kristallographisch begrenzten Blättchen und Täfelchen, die oft große Dimensionen (bis 10 cm in der Jagersfontein-Grube) annehmen können. Durch Zersetzung bleicht der sonst braun, gelbbraun oder rotbraun gefärbte Glimmer aus, oder er blättert randlich auf. Ferner kann er sich in Chlorit oder weichen, gelblichen Vermikulit umwandeln.

Granat kommt in abgerundeten Körnern in sehr wechselnder Menge in allen Kimberlitvorkommen vor. Seine Farbe ist rot in den verschiedensten Varietäten. Häufig ist er hyazinthrot, blutrot, weinrot, kolumbienrot, bläulichrot (besonders in Olivinknollen), dann auch bräunlichrot, rötlichgelb und rubinrot. Seine Farbe ist streng abhängig von seiner

chemischen Zusammensetzung. Es herrschte bei allen diesen Granaten nach Aussage der Analyse immer das dem Pyrop entsprechende Magnesium-Tonerdesilikat vor. Alle Granaten sind zudem chromhaltig. Manche der Granaten wandeln sich sekundär in rhombischen Pyroxen und Spinell oder in Augit und Spinell um.

Von Pyroxenen kommen im Kimberlit 1. Enstatit und Bronzit, 2. chromhaltiger Diopsid und 3. Augit vor.

Enstatit findet sich in kleinen und großen bouteillen grünen Einsprenglingen. Er ist fast immer abgerundet. Im Handstück ähnelt er sehr dem Olivin. In einzelnen Gesteinen (z. B. De Beers-Mine) ist der Enstatit nach Art der Kelyphitrinde von eigentümlichen Zonen umgeben, welche manchmal aus Olivin bestehen, der dann in kleinen wurmartigen und länglichen Partien senkrecht auf der Enstatitgrenze steht. In anderen Fällen sind diese Zonen aus Enstatitfasern aufgebaut.

Bronzit kommt eigentlich nur in den grobkörnigen Mineralaggregaten vor. Er ist bräunlich gefärbt. Sein Schiller wird durch Einlagerungen von Titaneisenglimmerlamellen (parallel 100) hervorgerufen.

Diopsid findet sich in smaragdgrünen, abgerundeten Körnern ziemlich selten. Er ist immer chromhaltig (2,80 Prozent Cr_2O_3). Gesetzmäßige Verwachsungen zwischen Titaneisen und Diopsid sind bekannt. Das Mineral ist meist frisch, selten in Calcit und Serpentin zersetzt.

Augit kommt in manchen glimmerreichen Gängen vor.

Titaneisenerz ist in manchen Pipes (z. B. Pretoria-Distrikt) neben Olivin der häufigste makroskopische Gemengteil. Es ist ein magnesia-reiches, nicht magnetisches Titaneisen von eisenschwarzer Farbe, metallischem Glanz, muscheligem Bruch und mit schwärzlich-violetttem Strich. Mit Perowskit kommen alle möglichen Verwachsungen vor. Jedoch sind dieselben nur in glimmerarmen, nie in glimmerreichen Gesteinen beobachtet.

Perowskit wird als sehr charakteristischer Gemengteil der glimmerarmen Kimberlite gewöhnlich erst unter dem Mikroskope sichtbar. Charakteristisch ist die Form von Kränzen um Olivin-Einsprenglinge. Da Einschlüsse von Perowskit in Olivin nie bemerkt sind, so kann man daraus auf ein älteres Alter von Olivin gegenüber dem Perowskit schließen. Da Titaneisenerz sehr oft von Perowskit umwachsen ist, hält Carvill Lewis den Perowskit für ein sekundäres Mineral, entstanden durch Einwirkung von Titaneisen auf das basische Magma.

Apatit ist nur selten makroskopisch, meist erst mikroskopisch sichtbar. In der Grundmasse des Kimberlites der De Beers-Mine kommt er in abgerundeten Säulchen mit eigentümlich skelettartigem Aufbau vor.

Magnetit ist oft titanhaltig und unterscheidet sich vom Ilmenit durch seinen stärkeren Magnetismus. In der Grundmasse ist er reichlich vorhanden und bildet Kränze und Säume um Olivin (mit Perowskit zusammen) und um Glimmer.

Spinell und Chromit sind selten mit bloßem Auge sichtbar. In der Grundmasse des Kimberlits sind braune Oktaederchen von Chromit fast immer vorhanden.

Mineralien der Amphibol-Gruppe sind in den Kimberliten sehr selten. Smaragdit und basaltische Hornblende sind in grobkörnigen Mineralaggregaten gefunden.

Zirkon kommt in mehreren Gruben vor, wird gewöhnlich aber erst in den Waschrückständen sichtbar.

Korund soll in der „Seta-Mine“ in Transvaal vorkommen. Saphir und Rubin ist aus der Jagersfontein- und Frank-Smith-Mine bekannt.

Disthen findet sich in kornblumenblauen, kleinen Spaltungsblättchen vereinzelt in den Waschrückständen mancher Gruben.

Calcit kommt in der Grundmasse vieler Kimberlite vor, so daß diese, wenn man sie mit Salzsäure betupft, braust. Die primären Mineralien des Kimberlites enthalten fast gar kein Calcium. Durch Zersetzung dieser Gemengteile kann sich demnach Calcit nicht gebildet haben. Er muß vielmehr durch kalkhaltige Gewässer von oben her in die Pipefüllung eingedrungen sein.

e) Die knollenartigen Mineralaggregate der Pipefüllung.

Außer einheitlichen Mineralindividuen finden sich in den Pipes auch grobkörnige Mineralaggregate, die meist als Knollen bezeichnet werden und in der Literatur schon oft erwähnt und besprochen sind. Nach Wagner kann man unter diesen Aggregaten folgende Typen unterscheiden:

- | | |
|---|--|
| 1. Reine Granat-Knollen, | } „Die eklogit-
ähnlichen“
Knollen
oder
„Griquaite“. |
| 2. Reine Diopsid-Knollen, | |
| 3. Granat-Diopsid-Aggregate, | |
| 4. Granat-Diopsid-Bronzit-Aggregate, | |
| 5. Granat-Diopsid-Disthen-Aggregate (seltener), | |
| 6. Reine Glimmer-Aggregate. | |
| 7. Aggregate von Glimmer und Apatit. | |
| 8. Diopsid-Glimmer-Aggregate. | |
| 9. Titaneisen-Massen. | |
| 10. Diopsid-Titaneisen-Aggregate. | |
| 11. Bronzit-Diopsid-Glimmer-Aggregate. | |
| 12. Reine Enstatit- bzw. Bronzit-Massen. | |

- | | | |
|---|---|--|
| 13. Reine Olivin-Aggregate, | } | „Die olivin-
führenden
Knollen“. |
| 14. Olivin-Bronzit-Aggregate, | | |
| 15. Olivin-Diopsid-Aggregate, | | |
| 16. Olivin-Glimmer-Aggregate, | | |
| 17. Olivin-Bronzit-Diopsid-Aggregate, | | |
| 18. Olivin-Bronzit-Diopsid-Granat-Aggregate, | | |
| 19. Olivin-Bronzit-Diopsid-Glimmer-Aggregate, | | |
| 20. Olivin-Diopsid-Glimmer-Aggregate, | | |
| 21. Olivin-Diopsid-Granat-Glimmer-Aggregate, | | |

In den Gruben bei Kimberley und Jagersfontein sind alle diese Mineralknollen (mit Ausnahme von Nr. 7) zu finden. Da die Mineralien dieser Knollen sich auch alle im Kimberlit finden, so stehen dieselben offenbar auch mit diesem und nicht mit durchbrochenen, tiefer liegenden Gesteinsschichten in einem genetischen Zusammenhang. Die interessantesten dieser Knollen sind die sog. „Eklogit“knollen.

Die eklogitähnlichen Knollen sind schon seit jeher durch ihr buntes Aussehen aufgefallen. Wissenschaftlich interessant sind sie aber vor allem durch ihre gelegentliche Diamantführung, welche ungefähr gleichzeitig von Beck¹⁾ und Bonney²⁾ beschrieben wurde. Die große Bedeutung dieser Funde für die Genesis der Diamanten wurde von beiden Forschern sofort betont. Indessen nahmen Beck und Bonney in bezug auf die Entstehung der Diamanten innerhalb dieser Knollen ganz verschiedene Standpunkte ein. Beck hielt die Knollen für magmatische Ausscheidungen, Bonney sah in ihnen Gerölle eines diamantführenden Eklogites der Dwykakonglomerate. Letztere Ansicht fand aber keine weiteren Anhänger. Indessen ist nach Wagner eine andere Ansicht schwer zu widerlegen, nach welcher die Knollen Fragmente einer sehr tief gelegenen durchbrochenen Eklogitformation sind. —

Petrographisch sind die „Eklogit“knollen meist als ein grobkörniges buntes Aggregat von vorwiegend rotem Granat und grünem Diopsid zu bezeichnen. Untergeordnet ist graugrüner oder graugelber rhombischer Pyroxen, spärlicher brauner Glimmer und Erz und noch seltener kornblumenblauer Disthen. Als größte Seltenheit hat man unter den makroskopischen Gemengteilen Diamant und noch seltener Graphit gefunden. Innerhalb dieser Knollen ist das Mengenverhältnis zwischen den beiden Hauptbestandteilen Granat und Diopsid großen Schwankungen unterworfen, so

¹⁾ R. Beck, Die Diamantlagerstätte von Newlands in Griqualand West. Z. f. p. G. 1898. S. 163—164.

²⁾ T. G. Bonney, The Parent Rock of the Diamond. Reply to Criticism. Geol. Mag., VII, 1900. S. 246—248.

daß man alle Übergänge zwischen fast reinen Granataggregaten und reinen Diopsidknollen kennt. Die Größe der Knollen schwankt von mikroskopischer Kleinheit bis zu Kopfgröße. Außer in den Pipes sind diese Knollen auch in den Kimberlitgängen zu finden.

Diamanten innerhalb dieser Knollen hat man bisher auf der Jagersfontein-, der Newlands- und der Roberts-Victor-Mine gefunden, während von den Kimberley- und Drie Kopjes-Gruben Einschlüsse von Diamant in Granat beschrieben sind. In mineralogischer und struktureller Hinsicht unterscheiden sich übrigens die diamantfreien und diamantführenden Knollen absolut nicht.

Von dem im „Blue Ground“ eingeschlossenen Diamanten unterscheiden sich die Diamanten der Eklogitknollen vor allem durch ihre scharfe kristallographische Begrenzung und ihre außerordentlich scharfen Wachstumserscheinungen, die man bei den gewöhnlichen Diamanten mit ihren abgerundeten Flächen nie beobachtet.

Die mikroskopische Untersuchung eines eklogitähnlichen Knollen zeigt manche interessante Erscheinung. So sind in frischen Granatdiopsidknollen diese beiden Mineralien oft wunderbar gesetzmäßig verwachsen, wobei z. B. Granat parallel der Fläche 010 in dem Diopsid eingelagert ist. In anderen Knollen sieht man eine randliche Umwandlung des Granates und Diopsides in Hornblende. In noch anderen Stücken wandelt sich der Granat in rhombischen Pyroxen und Spinell um, wobei eine Art „Maschenstruktur“ im Granat entsteht. Sehr selten sind auch Feldspäte in diesen Knollen festgestellt. So zeigt eine Knolle der Jagersfontein-Grube nach Wagner zwischen Granat und Pyroxen schmale Zonen, welche aus frischen, idiomorphen Bytownitleisten, aus stark doppelbrechenden Augitkörnern und aus viel grünem Spinell bestehen.

Für die Entstehung dieser eklogitähnlichen Knollen kommen zwei Ansichten in Betracht. Sie entstammen entweder tiefliegenden Eklogitschichten und sind dann nach Zertrümmerung derselben bei der Eruption mit nach oben gewandert; — oder sie sind intratellurische Ausscheidungen des Kimberlitmagmas. Für die erstere Anschauung spricht die abgerundete und abgerollte Natur der Knollen, die gelegentliche Beimengung von Disthen und ihre Ähnlichkeit mit eigentlichen Eklogiten. Da andere kristalline Schiefer, wie Gneis und Amphibolit, auch gelegentlich in der Pipefüllung vorkommen, so ist die Annahme, daß in diesen Knollen Bruchstücke tiefer gelegener kristalliner Schiefer vorliegen, durchaus nicht unbegründet. Die abgerundete Form ist zwar auch bei einigen typischen magmatischen Ausscheidungen bekannt, wie bei manchen Olivinbomben. Disthen findet sich dagegen nur in kristallinem Schiefer. Sein Vor-

kommen fällt in den Pipes um so mehr auf, weil das Kimberlitmagma stets äußerst arm an Tonerde ist. Bei Annahme einer magmatischen Ausscheidung ist man daher, wie Wagner hervorhebt, gezwungen, an eine chemische Gleichgewichtsstörung des Magmas zu denken. In ähnlicher Weise wird in dem Basalte des Finkenberges bei Bonn die Entstehung reiner Sillimanitaggregate von Zirkel¹⁾ gedeutet.

Für eine magmatische Ausscheidung dieser eklogitähnlichen Knollen sprechen vor allem folgende Erscheinungen: Die betreffenden Knollen finden sich in den meisten der Pipes. Sie sind also weit verbreitet. Bei nicht magmatischer Ausscheidung müßte demnach auch eine weite Verbreitung der anstehenden Eklogite angenommen werden. Eklogite sind aber bisher in Südafrika noch nirgends anstehend gefunden. Auch andere Eruptivgesteine, wie vor allem die überaus zahlreichen Diabase, haben bisher noch keine Fragmente von Eklogit zutage gebracht. Am wichtigsten für die Annahme einer magmatischen Entstehung dieser Eklogitknollen ist aber das gelegentliche Auftreten der Diamanten in diesen Knollen. Da in bezug auf Mineralführung Knollen und Kimberlit aber durchaus verwandt sind, so liegt es jedenfalls näher, beide auch in einen genetischen Zusammenhang miteinander zu bringen. Andererseits müßte man „die sehr unwahrscheinliche Annahme machen, daß es sich um zwei ganz verschiedene Diamantvorkommen handelt“. —

Die übrigen Mineralaggregate (Nr. 6—21 der Liste) werden wohl von den meisten Forschern als magmatische Ausscheidungen erklärt. Sie sind aus den Hauptgemengteilen des Kimberlites aufgebaut. Beachtenswert ist das Fehlen des Perowskites in diesen Knollen. Dagegen hat sich Perowskit als jüngerer Gemengteil um diese Knollen herum im umgebenden Kimberlitmagma bisweilen konzentriert.

f) Der Diamant der Pipes und Kimberlitgänge.

Der Diamant tritt in der Füllmasse der Pipes und in den Kimberlitgängen immer nur sehr spärlich auf. Es ist deshalb ein großer Zufall, wenn man ihn anstehend in der Grube findet. Meist wird er erst in den Waschrückständen sichtbar. „Sogar die großen De Beers- und Kimberley-Gruben bei Kimberley, welche immerhin als reiche Gruben gelten, enthalten nur durchschnittlich ungefähr 40 Karat pro 100 loads²⁾ und der

¹⁾ A. Zirkel, Über Urausscheidungen aus rheinischen Basalten. Abhandlungen der Kgl. Sächs. Ges. der Wissenschaften, Nr. 3. Leipzig 1903.

²⁾ 1 load ist eine Last von 16 Kubikfuß (englisch) und entspricht ungefähr 1600 Pfund (englisch) also 725 kg.

Diamant bildet also nur ungefähr $\frac{1}{9000000}$ Teil des ganzen Gesteins; bei manchen anderen Gruben, die aber immer noch abbauwürdig sind, ist der Gehalt nur 10 Karat pro 100 loads, welches dem $\frac{1}{36000000}$ Teil entspricht.“

Bemerkenswert ist es, daß in direkter Nähe von reichen Pipes auch unabbaubwürdige Pipes auftreten. Ferner ist die Diamantenführung auch in derselben Pipe sehr verschieden und bleibt in derselben nur in gewissen vertikalen Zonen („Säulen“) konstant. Bei den Kimberley-Gruben (800 m

tief) ist der Gehalt an Diamanten nach der Tiefe zu gestiegen. Bei der De Beers-Grube ist es umgekehrt.

Im Yellow Ground, Blue Ground und Kimberlit tritt der Diamant meist als selbständiger Einsprengling auf. Seltener ist er in Granat oder Diopsid eingeschlossen. Nach Williams¹⁾ ist auch Olivin mit einem eingewachsenen Diamanten bekannt.

Eine Abhängigkeit der Diamantenführung vom Nebengestein der Pipes, die oft angegeben wird, existiert nicht. Eine große Anreicherung an Diamanten im Ausgehenden der Pipes hat infolge des zu geringen spezifischen Gewichtes der Diamanten (= 3,516 bis 3,525) meist nicht stattgefunden. Nur bei der Premier-Mine nördlich von Pretoria hat man in den oberen Horizonten eine Anreicherung an Diamanten festgestellt.



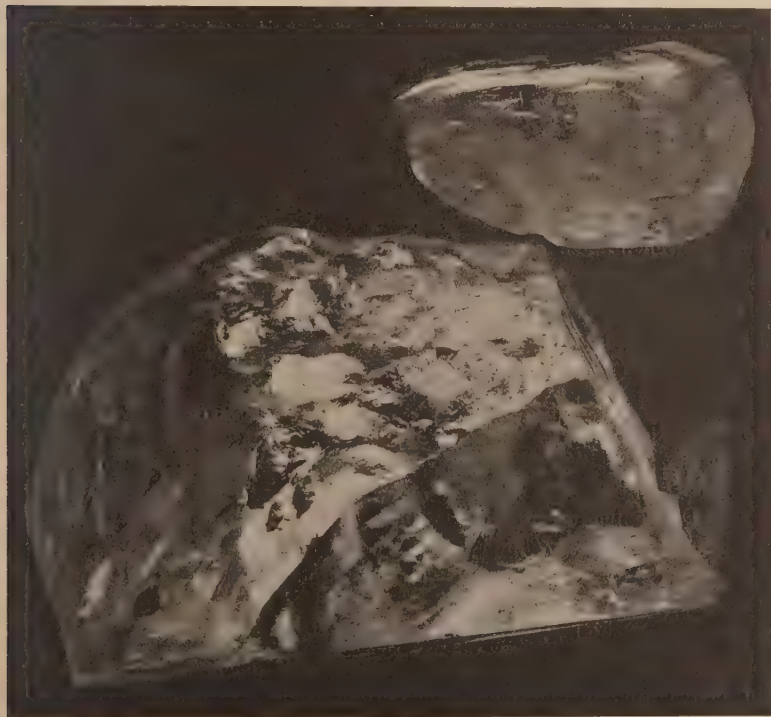
Figur 23.

Diamant (d), eingewachsen im „Blue Ground“. Natürliche Größe.

Die gewöhnlichste Form des südafrikanischen Diamanten ist das Oktaeder und Rhombendodekaeder, beide mit schwach gewölbten Flächen, während das Hexakisoktaeder schon weniger häufig ist und Würfel sowie hemiedrische Formen nur äußerst selten vorkommen. Verzwilligte Diamanten nach (111) werden als „Maacles“ bezeichnet. Nach Bauer kommen auch unregelmäßig-kugelige Verwachsungen zweier oder mehrerer Individuen vor.

¹⁾ F. Williams-Gardner, The Diamond Mines of Kimberley. Science in South Africa, Cape Town 1905.

Die Größe der Diamanten schwankt von mikroskopischer Kleinheit bis zu Faustgröße. Der größte der bisher gefundenen Diamanten, der 620 g schwere „Cullinan“-Diamant der Premier-Grube, bildet nach einer Beschreibung von Hatch und Corstorphine¹⁾ nur einen Teil eines



Figur 24.

Zwei Diamanten der „Premier-Mine“ bei Pretoria, in natürlicher Größe. (Melvill phot.)
Der obere kleinere Diamant ist 334 Karat schwer. Der untere ist der berühmte „Cullinan“-Diamant (3024 $\frac{1}{4}$ Karat, nach der Regel von Tavernier wurde sein Wert auf 9 Millionen Pfund Sterling berechnet).

ursprünglich viel größeren Oktaeder. Er wird von vier ursprünglichen Oktaederflächen und von vier oktaedrischen Spaltflächen begrenzt (Fig. 24).

¹⁾ Hatch und Corstorphine, The Cullinan Diamond. Transc. Geol. Soc. S. A., S. 97, Vol. VIII, 1905, S. 26—27. Ebenda, Geological Magazine, April 1901.

Winzige Diamanten in Dünnschliffen des „Blue Ground“ sind von vielen Forschern schon festgestellt, vor allem von Carvill Lewis¹⁾, Moissan²⁾ Voit und Wagner. Aus zwei Kilo „Blue Ground“ der De Beers-Mine erhielt Moissan durch wiederholtes Behandeln mit Schwefelsäure, Flußsäure und Königswasser isolierte winzige Körner von Diamant, die bei 1000° in Sauerstoff verbrannten. Wagner bestimmte den Durchmesser eines seiner Diamanten mit 0,003 mm.

Die Farbe der Diamanten ist sehr verschieden. Am verbreitetsten sind farblose Diamanten mit einem Stich ins Gelbliche („Cape whites“); die blauweißen sind seltener („Blue whites“), unter den gefärbten Diamanten findet man meist gelbe und bräunliche, aber auch rosa gefärbte, violette, rote, grüngelbe, grüne und blaue.

Die Fehler der Diamanten bestehen in Sprüngen (Cracks), in welchen sich bisweilen auch Eisenhydroxyd abgeschieden hat (Flaws), oder in fremden Einschlüssen. Unter letzteren bestimmte Cohen³⁾ Eisenglanz, Macco⁴⁾ erwähnt Granat als Einschluß in einem Diamanten der Frank-Smith-Mine, und mehrere Fälle sind bekannt, in welchen ein Diamant einen anderen einschließt.

Auf die Verschiedenheit der Diamanten aus verschiedenen Pipes und auch aus verschiedenen Teilen derselben Pipe ist schon hingewiesen. Geübte Diamantenhändler können ohne weiteres oft sagen, aus welcher Pipe und bisweilen auch aus welchem Teile einer Pipe ein Paket Diamanten (nicht ein einzelner Diamant!) stammt. Für diese Verschiedenheit der Diamanten gibt Wagner folgende Beispiele:

„Nach de Launay lieferte z. B. der nördliche Teil der Kimberley-Grube viel zum Schleifen ungeeigneten Bort; die nordöstliche Ecke dagegen und ebenfalls der westliche Teil, obwohl letzterer zu arm war, um abbauwürdig zu sein, viele braune Oktaeder und „smoky stones“, während in den mittleren und südlichen Partien viele Bruchstücke vorhanden waren.

Williams gibt ferner an, daß die Diamanten aus dem westlichen Teil dieser Grube gewöhnlich in Form von scharf begrenzten, fast farblosen Oktaedern auftreten, während diejenigen aus den anderen Teilen

¹⁾ L. c.

²⁾ H. Moissan, Sur la présence du graphite, du carbonado, et de diamants microscopiques dans la terre bleue du Cap. C. R., Acad. Sc., 1893, S. 292—295.

³⁾ E. Cohen, Über Einschlüsse in südafrikanischen Diamanten“. N. Jahrb. f. M., G. u. P. 1876. S. 752—753.

⁴⁾ Macco, Über die südafrikanischen Diamantlagerstätten“. Ztschr. d. D. Geol. Ges. 59. 1907. S. 76.

der Pipe immer stark abgerundete Flächen, eingekerbte Kanten und eine gelbliche Farbe zeigen.

Die nahe gelegene De Beers-Grube liefert dagegen sehr viele Steine mit ausgesprochener gelber Farbe, welche in der Kimberley-Grube nur sehr spärlich vertreten sind, und nur sehr wenig Bort, während „reinweiße“ Diamanten fast vollständig fehlen.

Noch auffälliger ist der Unterschied in den Produkten der Du Toits Pan- und Bultfontein-Gruben, welche nur durch eine Entfernung von 600 m getrennt sind. Die Diamanten der ersten Grube sind meistens wohl kristallisierte größere gelbe oder kapweiße Oktaeder, wobei kleine Steine oder „smoky stones“ oder sonst fehlerhafte Diamanten nur selten gefunden werden, während in der Bultfontein-Grube große Steine nur ausnahmsweise vorkommen und die meisten Diamanten gefleckt oder sonst fehlerhaft sind. Die Diamanten aus dieser Pipe sollen überhaupt ganz verschieden sein von denen der anderen Kimberley-Gruben.

In der Jagersfontein-Grube sind schöne blauweiße Steine, welche in ihrer Qualität nur von denen der neuentdeckten Roberts-Victor-Grube übertroffen werden, häufig. In einem Paket aus dieser Grube konnten vor allem Rhombendodekaeder mit gewölbten Flächen und Oktaeder mit treppenförmig eingekerbten Kanten bemerkt werden. Unter den Diamanten aus der Premier-Grube bei Petroria sind, wie auch Hatch und Corstorphine bemerken, oktaedrische Zwillinge häufig.

g) Kurze Notizen über einzelne Diamantgruben.

Da in den vorhergehenden allgemeinen Beschreibungen bereits die wichtigsten geologischen Erscheinungen der Hauptgruben besprochen sind, so seien im folgenden nur noch einige wenige Bemerkungen über die wichtigsten Gruben angeführt.

a) Gruben des glimmerarmen Kimberlittypus.

1. Die Premier-Grube.

Die Premier-Grube wurde erst im Jahre 1902 durch Cullinan entdeckt. Sie liegt 40 km nordöstlich von Pretoria. Trotz ihrer Jugend ist sie heute eine der wichtigsten und durch den Fund des größten aller bisher entdeckten Diamanten auch die bekannteste Diamantgrube Südafrikas.

Die Form des Grundrisses der Grube ist oval, mit den maximalen Durchmesser 850 und 600 m. Der „Yellow Ground“ reicht 5—10 m tief hinab. Dann folgt durch Übergänge verbunden, der „Blue Ground“. Große Schollen von „Waterberg“-Sandstein sind in den obersten Teilen

der Pipe vorgekommen. Die Zusammensetzung des „Blue Ground“ ist in den einzelnen Teilen sehr verschieden. Neben ganz einschlußfreien Partien kommen Kimberlit-Breccien vor. Zahlreiche, stark serpentinisierte Kimberlitgänge durchsetzen zudem die Gangmasse. Das Gestein gehört zum glimmerarmen Kimberlittypus im Sinne P. A. Wagners. Außer Glimmer sind auch Granat, Diopsid und Enstatit unter den Mineral-Einsprenglingen sehr selten, während Ilmenit und titanhaltiger Magnetit unter den Waschrückständen eine große Rolle spielen. Der Dünnschliff zeigte die bereits beschriebenen Einzelheiten. Als sekundäres Produkt fand sich im Dünnschliff auch Titanit, welcher, wie der Perowskit, um einzelne Mineral-Einsprenglinge sich herumlegt. Die Grundmasse enthält unter anderem verhältnismäßig viel Apatit.

Der Diamantengehalt der Premier-Grube war anfangs so hoch wie der der Kimberley- und De Beers-Grube. Später sank er aber beträchtlich, so daß man hier von einer mechanischen Anreicherung der Diamanten im Ausgehenden der Pipe reden kann. Der Durchschnittswert der Premier-Diamanten steht hinter denen von Kimberley zurück. Berühmt ist die Grube aber vor allem durch ihre sehr großen Diamanten. Am 27. Januar 1905 wurde hier der größte Diamant der Welt, der 3024 $\frac{3}{4}$ Karat schwere Cullinan, einige Tage später, am 13. Februar ein Stein von 334 Karat, dann einer von 600 Karat und andere gefunden.

2. Sonstige Gruben des Pretoria-Distriktes.

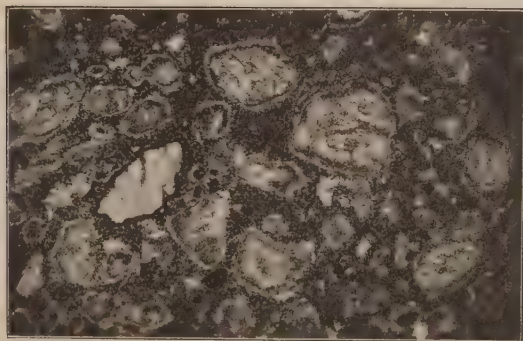
Die sonstigen Vorkommen (7) der Umgegend von Pretoria sind zurzeit auflässig. Sie liegen auf einem etwas erhöhten Terrain zwischen den Flüssen Pinaars und Elands. Geologisch ist unter diesen vor allem die Schüller Kaalfontein-Grube bemerkenswert, da dieselbe aus kompaktem, diamantführendem Kimberlit besteht. Sie ist eine typische „Hardibank-Pipe“. Ihre Form ist elliptisch. Die Verwitterungskruste ist nur einige Zentimeter mächtig. Es fehlt also jeder „Yellow Ground“. Infolgedessen ragt das harte Gestein auch etwas über seine Umgebung hervor. Die Olivine sind in dem Gestein bisweilen noch ganz frisch und unverändert. Untergeordnet sind Einsprenglinge von Titaneisen, braunem Glimmer, Pyrop, Diopsid und Enstatit. Das Gestein gehört wieder zu den glimmerarmen Kimberlittypen. Viele abgerundete Einschlüsse von durchbrochenem Nebengestein sind in diesem Kimberlit enthalten. Trotzdem fehlt ihm aber jede Breccienstruktur. Als Beispiel einer normalen Pipe sei aus dieser Gruppe die Montrose-Grube N. III. genannt. Dieselbe enthält zahlreiche Schollen von „Waterberg“-Sandstein und besitzt an der Oberfläche typischen „Yellow Ground“.

3. Die De Beers-Grube.

Eine der tiefsten zurzeit aufgeschlossenen Diamantgruben ist die De Beers-Grube. Ihre Oberfläche umfaßt $5\frac{1}{2}$ Hektar.

Die ganze „Pipe“-Füllung dieser Grube wird von zahlreichen schmalen Kimberlit-Gängen (z. B. der „Snake Rock“) durchschnitten. Ziemlich gut erhaltenes Kimberlitmaterial dieser Grube (aus 2040 Fuß Tiefe) wurde von P. A. Wagner untersucht und eingehend beschrieben (Fig. 25).

Von größeren Steinen, welche die Grube lieferte, seien genannt: der „De Beers-Diamant“ ein Oktaeder von $428\frac{1}{2}$ Karat; der „Porter Rhodes“ ein Oktaeder von 150 Karat; der „Tiffany-Brillant“ von $125\frac{3}{8}$ Karat.



Figur 25.

Glimmerarmer Kimberlit vom „Snake Rock“, De Beers-Mine.

Die Einschlüsse bestehen aus serpentiniertem Olivin. Die Grundmasse hat viel Magnetit. Vergrößerung ca. 30.

4. Die Gruben bei Kimberley.

Die bekannteste der Gruben bei Kimberley ist die Kimberley-Grube. Sie ist an der Oberfläche nur 4 Hektar groß. Entdeckt wurde sie Juli 1871. Die Kimberley-Grube ist bis zu noch größerer Tiefe als die De Beers-Grube aufgeschlossen (fast 3000 Fuß tief). Trotzdem ist das Gestein überall stärker zersetzt als in der De Beers-Grube. Das Gestein der tiefsten Aufschlüsse ist ein typisch porphyrischer Kimberlit. In einer dichten, dunklen Grundmasse liegen zahlreiche, oft zentimetergroße Einsprenglinge von Olivin, untergeordnet auch von Glimmer und selten von Enstatit, Granat, Diopsid und Ilmenit. Im Dünnschliff erkennt man sehr

deutlich zwei verschieden alte Olivvingenerationen. Die großen Individuen sind abgerundet und eingebuchtet. Auf der westlichen Seite verengt sich die Pipe zu einem Gange, der sich petrographisch nicht sehr von der Pipefüllung unterscheidet.



Figur 26.

Blick in den „Krater“ der Kimberley-Grube von der westlichen Seite. Man sieht sehr deutlich den Kontakt zwischen Karroo- und Präkarroo-Formation. (Nach Wagner.)

Das in den vier Gruben bei Kimberley durchteufte Profil ist mit Minimum- und Maximum-Mächtigkeit der dortigen Schichten nach Victor Hartog folgendes:

Boden, Kalksinter und Verwitterungsmaterial . . .	0,60—	9	m
Basische Eruptivgesteine (Diabase)	5,40—	18,90	"
Ecca-Schiefer	60	— 75	"
Dwyka-Konglomerat	0,90—	3	"
Zwischengelagerte Eruptivgesteine (Diabase) . .	0	88,2	"
Quarzite und Schiefer	24,6	—216,6	"
Quarzporphyr und basische Eruptivgänge . . .	321		"
Granit.			

Von sonstigen Gruben der Umgegend von Kimberley sind noch zu nennen:

Die Bultfontein-Grube. Sie liegt 4400 m südöstlich der Kimberley-Grube. Ihr Ausstrich beträgt $9\frac{1}{2}$ Hektar. Der Diamantengehalt nahm gegen unten schnell zu. Die Diamanten dieser Grube sind verhältnismäßig klein und enthalten zahlreiche Einschlüsse. Steine über 2—3 Karat sind selten.

Die Du Toits Pan-Grube. Dieselbe ist 3220 m von De Beers entfernt. Ihr Ausstrich ist $12\frac{3}{4}$ Hektar. Sie ist demnach die größte aller Gruben bei Kimberley. Die Menge der in ihr enthaltenen Diamanten ist nicht sehr groß. Die Steine selbst sind aber von besonders guter Qualität, zudem führt sie viele große Steine. Nach unten zu soll die Menge der Steine zugenommen haben.

Die Wesselton-Grube. Sie enthält $9\frac{3}{4}$ Hektar im Ausstrich. Sie liegt ungefähr 7 km von Kimberley entfernt. Infolge des Vorkommens vieler schlechter Steine ist die Durchschnittsqualität ihrer Diamanten keine hohe. Der größte hier gefundene Stein betrug $187\frac{1}{2}$ Karat (1905). Der „Blue Ground“ wurde im Ausstrich von einer 2,50 m mächtigen Kalksinterdecke überlagert.

5. Die Jagersfontein-Grube.

Bei Jagersfontein, 120 km südöstlich Kimberley, durchbricht eine Pipe ein mächtiges Diabaslager, welches den dortigen fast horizontal gelagerten Eccaschichten eingeschaltet ist. Die Eccaformation besteht hier aus grauen Eccasandsteinen mit diskordanter Parallelstruktur (aufgeschlossen auf der Südwestseite der Pipe) und aus tiefer gelegenen Eccakohlenschiefern (aufgeschlossen in 400 Fuß Tiefe auf der Nordseite der Pipe).

Das Gestein dieser Grube ist vollständig zersetzt. Zum Teil ist es ein typischer Kimberlittuff. Derselbe enthält unter anderem auch viele

Bruchstücke von Diabas, dessen Feldspäte vollkommen in Calcit umgewandelt sind. Auf der 510-Fuß-Sohle trifft man eine große Apophyse von Kimberlit (Hardibank), welche in den „Blue Ground“ eingedrungen ist und sich in demselben verzweigt.

Obwohl der Diamantgehalt des „Blue Ground“ in Jagersfontein geringer ist als bei Kimberley, ist die Qualität der gefundenen Steine weit besser. Dieser höhere Wert beruht vor allem darauf, daß viele Diamanten die so besonders geschätzte „blauweiße“ Färbung haben. Während in Kimberley bei der De Beers-Grube die Färbung einen Durchschnittswert von 48 s 11 d pro Karat besaß, war der entsprechende Wert der Jagersfontein-Grube 66 s 4 d pro Karat. Für diesen höheren Durchschnittswert der Jagersfontein-Grube ist aber wohl vor allem der häufige Fund größerer Steine verantwortlich. Von solchen großen Steinen sei vor allem der 1893 gefundene „Excelsior“ von $971\frac{3}{4}$ Karat genannt, ferner der 1895 gefundene „Jubilee“- oder „Reitz“-Diamant von 640 Karat sowie Steine von 600, $241\frac{1}{2}$ („Julius Pan“) und $209\frac{1}{4}$ Karat.

Die Grube wurde seit 1870 ununterbrochen abgebaut. Trotzdem aber hat sie erst eine Tiefe von ungefähr 200 m erreicht.

6. Die Monastery-Grube.

Diese abseits von den anderen Kimberlitvorkommen gelegene Pipe liegt 65 km südlich von Winberg. Sie besteht aus zwei großen linsenförmigen Kimberlitkörpern, welche mit einem Kimberlitgange in Verbindung stehen, als dessen Anschwellungen sie gedeutet werden.

Einsprenglinge von Granat, Diopsid, Ilmenit usw. sind in dem Kimberlit dieser Grube zahlreicher als sonst und geben daher dem Gestein ein sehr buntes Aussehen. Der Kimberlit dieser Grube ist nach Wagner als eine glimmerreiche Abart des glimmerarmen Kimberleytypus zu bezeichnen, der sich, wie bereits anderwärts auseinandergesetzt, dem Alnötypus nähert. Der Glimmer dieses Gesteins ist mikroskopisch oft in eigentümlicher Weise siebartig durchlöchert und enthält Glaseinschlüsse. Einzelne Glimmerblättchen enthalten lockere Opazitsäume, nach deren Bildung der Glimmer dann oft in gleicher Orientierung weiter gewachsen ist, so daß man in einem solchen Glimmer einen ovalen Ring von Erzkörnchen sieht. Der von Lacroix im Gestein dieser Grube beobachtete Nephelin konnte von P. A. Wagner nicht aufgefunden werden. Häufig sind Granat-Pyroxen-Biotit-Knollen. Pyroxen und Magnetit sind bisweilen schriftgranitisch miteinander verwachsen.

ß) Gruben des glimmerreichen Kimberlittypus.

1. Die Voorspoed-Grube.

Die Voorspoed-Grube, etwa 25 km nördlich von Kroonstad, Orange River-Kolonie, gelegen, baut in einem glimmerreichen Kimberlit. Man kann an dieser Grube sehr deutlich den Zusammenhang zwischen Kimberlitgang und Pipefüllung studieren.

In der fast horizontalgelagerten, aus sandigen Mergeln und Schiefer-tonen bestehenden Eccaformation tritt hier ein 1,20 m mächtiger Kimberlitgang mit NW—SO-Streichen auf. An einer bestimmten Stelle hört derselbe plötzlich auf und wird durch eine Breccie ersetzt, welche die Füllmasse der dortigen Pipe bildet. Diese Breccie enthält auch Bruchstücke des Kimberlitganges. An der entgegengesetzten Seite der Pipe setzt sich charakteristischerweise der Gang fort.

2. Die Newlands-Grube.

Die Newlands-Grube liegt NNW der Stadt Barklywest in West-Griqualand und 70 km nordwestlich von Kimberley. Sie besteht aus vier kleinen Pipes, welche in Verbindung mit einem 0,3—2,5 m mächtigen Gange stehen, der auf mehr als 1000 m in NO—SW-Richtung verfolgt wurde. Bemerkenswert ist, daß zwischen zwei dieser Pipes sich der Gang in einer Tiefe von 135 m zu einer stockförmigen Masse von großen Dimensionen erweitert. Das Gestein des Ganges, der Anschwellung und der Pipe scheint vollkommen dasselbe zu sein. Es gehört zum glimmerreichen Kimberlittypus, der sich aber schon dem glimmerarmen Typus, speziell dem der Kimberley-Grube nähert. Ein Gegensatz zwischen Einsprengling und Grundmasse tritt hier stärker hervor als bei dem Gestein der Voorspoed-Grube. Aus der Pipefüllung sind zudem zahlreiche Einschlüsse eines Hornblende-Gabbro¹⁾ bekannt. Wie R. Beck²⁾ hervorhebt, ist es nicht ausgeschlossen, daß der Newlandsgang wieder bei der 20 km nordöstlich gelegenen Frank-Smith-Mine auftritt.

¹⁾ Vgl. Bonney, T. G., Additional Notes on Boulders and other Rock specimens from the Newlands Diamond Mines Griqualand West. Proc. Roy. Soc. LXVII. 1900. S. 475—484.

²⁾ Beck, R., Untersuchungen über einige südafrikanische Diamantlagerstätten. Zeitschr. d. D. G. G. 1907. S. 245—307.

3. Die Roberts-Victor-Grube.

Die Roberts-Victor-Grube liegt 20 Meilen nordöstlich von Boshof (Orange River-Kolonie). Die Grube besteht aus zwei Kimberlitkörpern, die durch zahlreiche Kimberlitgänge verbunden sind. Der östliche dieser Körper ist angenähert oval, der westliche unregelmäßig langgestreckt und verengt sich schließlich zu einem 2 m breiten Gange. Letzterer wird zurzeit allein abgebaut.

Die Füllung dieser Pipe ist bis zu einer Tiefe von 130 Fuß vollständig in „Yellow Ground“ umgewandelt. Sie ist an verschiedenen Stellen von sehr abweichendem petrographischen Habitus. Im NO-Teile kann man zwei Arten von „Yellow Ground“ unterscheiden, einen grünlichen, der ziemlich frei von Einschlüssen ist, und einen anderen, der sehr reich an Einschlüssen und Granat-Diopsid-Knollen ist. Die Füllung des mittleren Teiles der Grube ist hellgelb und vollkommen frei von Einschlüssen, dagegen sehr reich an Diamanten. Der südwestliche Teil dagegen ist wieder reich an Schieferfragmenten und großen Schollen des Nebengesteins, welches an dieser Grube aus Schichten der Eccaformation besteht, aus dunklen Schiefertönen und Mergeln mit zwischengelagerten Diabasen.

Aus der mikroskopischen Beschreibung der Gesteine dieser Grube sei nach P. A. Wagner nur hervorgehoben, daß Perowskit wie bei der Newlands-Mine fast gänzlich wieder fehlt. Der Serpentin ist stellenweise fast vollständig durch Calcit verdrängt unter vollkommener Erhaltung der ursprünglichen Maschenstruktur.

Ähnlich sind auch die Gesteine der nahegelegenen Vulkan-Grube und der „Hard Blue“-Kimberlit von Wimbleton. Im Reddersburg-Distrikt (Orange River-Kolonie) existiert auf den Farmen Leeuwfontein und Nooitgedacht ein ganz zersetzter Gang, welcher in seinem Setzgut, das beim Waschen dieses Gesteines erhalten wird, zum größten Teile aus runden, bis 1 cm großen Körnern von Apatit, tiefrotem Pyrop und dunklem Spinell besteht. Diopsid ist viel seltener.

h) Die Entstehung der südafrikanischen Diamanten.

Die Entstehung der südafrikanischen Diamanten ist sehr oft schon in der Literatur von den verschiedensten Gesichtspunkten aus erörtert worden. Für eine Beantwortung dieser genetischen Frage kommen nach P. A. Wagner vor allem folgende drei Möglichkeiten in Betracht.

1. Der Diamant ist entstanden durch Einwirkung des Kimberlites auf eingeschlossene Fragmente von Kohlschiefer.

2. Der Diamant gehört einer tiefer gelegenen Eklogitformation an, welche durch die Eruption der Pipes zertrümmert wurde. Er wäre nach dieser Ansicht ein dem Kimberlit ursprünglich fremder Bestandteil.

3. Der Diamant hat dem Kimberlit von Haus aus angehört und bildet einen primären Bestandteil desselben.

Hierzu bemerkt P. A. Wagner, dessen Anschauungen wir uns vollkommen anschließen, folgendes:

1. Die zuerst geäußerte Ansicht, der Diamant sei durch Einwirkung des Kimberlites auf Kohlenschiefer entstanden, ist aus folgenden Gründen unhaltbar:

a) Fragmente von Kohlenschiefer haben im Kimberlit nie eine durchgreifende Umwandlung erfahren, oft sogar überhaupt keine Veränderung erlitten. Zudem ist noch nie ein Diamant gefunden, der in einem Kohlenschiefer einschluß eingewachsen ist.

b) Es gibt diamantenführende Pipes, welche in Formationen auftreten, die überhaupt keinen Kohlenschiefer enthalten (z. B. Premier-Grube).

c) Das Auftreten von Diamant als Einschluß in Granat, Diopsid und Olivin sowie innerhalb der Granat-Diopsid-Knollen spricht durchaus gegen die geäußerte Ansicht.

2. Alle Diamanten können sich nicht durch Zertrümmerung eines tiefliegenden Granat-Diopsid-Gesteins gebildet haben. Es müßten in diesem Falle Pipes, die reich an Diamanten sind, auch reich an solchen Knollen oder wenigstens Bruchstücken von solchen sein. Dieses Zusammentreffen trifft man jedoch nur bei der kleinen Roberts-Victor-Grube im Boshof-Distrikt der Orange River-Kolonie. In den diamantreichen Kimberley-Gruben fehlen dagegen solche Knollen fast vollständig, sogar Granat- und Diopsid-individuen sind hier sehr selten. In der Premier-Grube sind diese Aggregate sogar bisher unbekannt. Es ist auch auffallend, daß in Deutsch-Südwestafrika der „Blue Ground“ wohl „Granat-Diopsid“-Knollen, aber keine Diamanten führt.

3. Die Ansicht, daß der Diamant von Haus aus dem Kimberlit angehört und daß er ein primärer Bestandteil dieses Gesteins ist, läßt sich durch folgende Beobachtungen stützen, deren wichtigste hier summarisch angeführt seien. Es spricht hierfür:

a) Die Verschiedenheit der Diamanten aus verschiedenen Gruben und aus verschiedenen Teilen einer Grube.

b) Die gleichmäßige Verteilung der Diamanten in vertikalen Säulen innerhalb der Pipes.

c) Das von Williams erwähnte Vorkommen eines in Olivin eingewachsenen Diamanten. Olivin bildet den Hauptbestandteil des Kimberlits.

d) Das Vorkommen von mikroskopischen Diamanten und Graphit in der Grundmasse des Kimberlit.

e) Künstliche Experimente. Durch dieselben zeigte Luzi¹⁾, daß geschmolzener „Blue Ground“ instande ist, Diamant zu lösen. Friedländer²⁾ erhielt in einer Schmelze von Olivin und Graphit Kristallisation von Diamant. R. von Hasslinger schließlich gelang es, in einer magnesia-reichen Schmelze von der Zusammensetzung des Kimberlit Graphit zu lösen und als Diamant wieder auskristallisieren zu lassen.

Man muß nach alledem den Diamanten der südafrikanischen Kimberlite als charakteristischen Übergemengteil des Kimberlites betrachten.

i) Abbau und Aufbereitung der Diamanten.

Über die interessanten Abbau- und Aufbereitungsmethoden der diamantführenden Gesteine in Britisch-Südafrika mögen hier nur einige ganz kurze Bemerkungen folgen. Näheres findet man in der angeführten Literatur von Williams und Wagner.

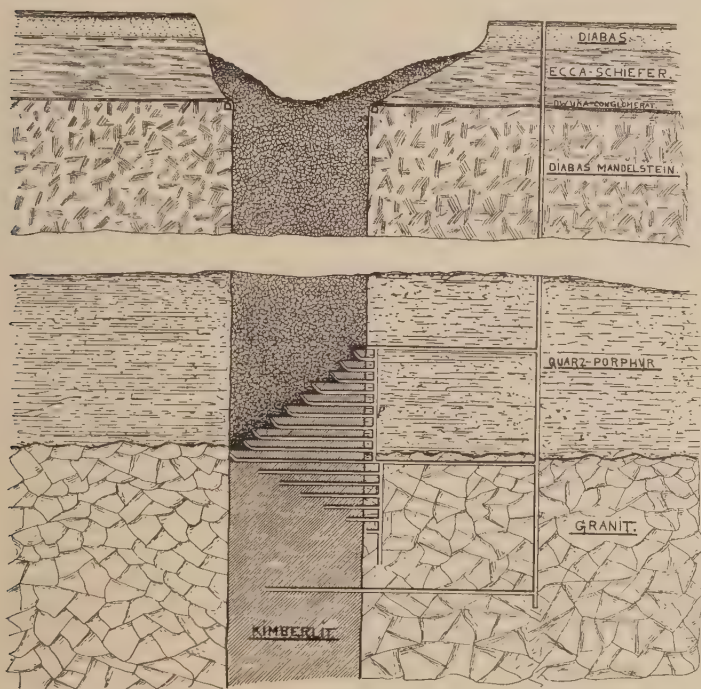
Zur Zeit ihres ersten Abbaus (1871) waren die Diamantvorkommen, wie z. B. die Kimberley-Grube, in Anteile (Claims) von $9,45 \times 9,45$ m geteilt, welche von einzelnen Diamantgräbern bearbeitet wurden. Jede einzelne Person durfte hierbei nicht mehr als zwei Felder zu gleicher Zeit besitzen. Der Abbau erfolgte in jedem einzelnen Anteil durch Raubbau, wobei auf den Inhaber des benachbarten Claims gar keine Rücksicht genommen wurde. Bei weiter fortgeschrittenem Abbau erfolgte später Förderung durch Seile, durch welche ein jedes Abbaufeld mit dem Rande der Grube verbunden war. Diese Seile waren in solchen Mengen vorhanden und befanden sich oft so dicht nebeneinander, daß die ganze Abbaufäche von weitem wie ein riesiges Spinnennetz aussah.

Bei immer tiefer werdendem Abbau erfolgten jedoch immer häufiger große Einstürze der Seitenwände der Pipe, welche bei einer Tiefe von 122 m im Jahre 1889 schließlich die endgültige Einstellung des Tagebaues in der Kimberley-Grube veranlaßten. Die einzelnen Anteilinhaber hatten

¹⁾ Luzi, W., Über künstliche Corrosionsfiguren an Diamanten. Berichte der Deutschen Chemischen Gesellschaft. 1892. S. 2470.

²⁾ Friedländer, Herstellung von Diamanten in Silikaten, entsprechend dem natürlichen Vorkommen im Kapland. Verhandl. des Vereins zur Beförderung des Gewerbefleißes. Berlin 1898.

sich unterdessen schon vorher zu einzelnen größeren Gesellschaften vereint. Dieselben begannen jetzt mit dem Abteufen von Schächten, die in genügender Entfernung von der Pipe im Nebengestein niedergelassen wurden. Hiermit begann die Phase des modernen Tiefbaus bei Kimberley, die besonders zu blühen begann, als im Jahre 1896 die „De Beers-Company“



Figur 27.

Querschnitt durch die De Beers-Grube. (Nach Wagner.)

Das Bild zeigt unter anderem auch die Abbau- und Vorrichtungsarbeiten.

die vollständige Kontrolle über alle großen Kimberley-Gruben erhielt. Die von dieser Gesellschaft angewandte Abbaumethode kann als Etagenbruchbau bezeichnet werden (Fig. 27).

Als Beispiel einer noch im Anfangsstadium befindlichen modernen Grubenanlage darf vor allem die „Premier-Pipe“ bei Pretoria gelten, die erst im Jahre 1902 entdeckt wurde. Wie sämtliche südafrikanischen

Diamantgruben wird auch dieses Vorkommen zuerst durch Tagebau abgebaut. Die Tiefe des Tagebaues hängt wie bei allen Gruben von der Beschaffenheit des Nebengesteins und von der Größe der Grube ab. Bei der großen Premier-Grube gedenkt man nach Berücksichtigung entsprechender Berechnungen Tagebau bis 300 m Tiefe beizubehalten. Derselbe erfolgt zurzeit nach den allernmodernsten Methoden, bei welchen möglichst viel Menschenkraft durch Maschinen ersetzt ist.

Die Aufbereitung der diamantführenden Gesteine geschah in der ersten Zeit des Abbaus auf rein trockenem Wege. Heute ist überall nasse Aufbereitung eingeführt. Bei derselben kommen gegenwärtig drei verschiedene Methoden in Betracht.

I. Direktes Waschen, welches vor allem beim weichen „Yellow Ground“ der oberen Teile einer Grube Verwendung findet. Der „Yellow Ground“ wird bei Anwendung dieser Methode direkt von der Grube in die Waschanlagen befördert und verarbeitet.

II. Flooring, mit nachfolgendem Waschen. Bei dieser Art von Aufbereitung wird „Blue Ground“ von den Gruben zunächst auf große freie Plätze geschafft und ausgebreitet. Der „Blue Ground“ zerfällt doch nach längerer Zeit unter dem Einfluß der Atmosphärien, — ein Vorgang, der nach Beobachtungen von P. A. Wagner hauptsächlich auf Wasseraufnahme des Gesteines beruht. Von diesen Lagerplätzen („Floors“) wird nach genügender Lagerung der „Blue Ground“ in die Waschanlagen gebracht und dort verarbeitet. Das Waschen erfolgt in folgender Weise: Der zersetzte „Blue Ground“ wird mit Wasser vermischt, bis er einen dickflüssigen Brei bildet. Dieser Brei wird dann in ringförmigen Waschherden gerührt. Durch dieses Rühren werden die Diamanten von den sie umgebenden weicheeren Bestandteilen getrennt und auf dem Boden des Gefäßes mit anderen Mineralien angehäuft, von wo sie von Zeit zu Zeit entfernt werden. Die Trübe fließt hierbei während aus der Mitte des Gefäßes ab und wird fortgeführt. Das erhaltene Setzgut reichert man alsdann durch Waschen und Sieben noch weiter an, breitet es schließlich auf Tischen aus und entnimmt ihm die Diamanten.

III. Die „Direct Treatment Processes“. Dieselben wendet man an, wenn es an geeigneten Plätzen zum „Flooring“ mangelt, oder wenn das diamantführende Gestein unter dem Einfluß der Atmosphärien nicht zerfällt. Aus dem ersteren Grunde gebraucht man diese Methode im großen Stiele bei der Premier-Mine, aus dem letzteren Grunde in Kimberley, um die dortige „Hardibank“ der verschiedenen Gruben

aufzubereiten. Diese direkte Verarbeitungsmethode muß auch als die Zukunftsmethode betrachtet werden, da der Abbau in den verschiedenen Gruben in immer größere Tiefen fortschreitet und hierbei immer härteres, weniger zersetzbares Gestein antreffen wird. Nach diesem Prozeß werden die aus der Grube kommenden Gesteine, bevor sie zur Wäsche gelangen, durch Steinbrecher, Walzen und Siebe zerkleinert und sortiert. —

Die in der Wäsche erhaltenen Konzentrate machen in vielen Fällen etwa 1 Prozent des ursprünglichen „Blue Grounds“ aus. Sie werden nach dem Verlassen dieser ersten Waschanlage in Setzkästen weiter gesondert, durch Siebtrommeln auf gleiche Korngröße gebracht und zuletzt mit einem Wasserstrom über eingefettete Tische geleitet. Diese letztere Methode der Aufbereitung wurde zuerst von Kirsten eingeführt, welcher zufällig die Beobachtung machte, daß Diamanten am Fett haften bleiben, während die meisten anderen Mineralien des Blue Grounds dies nicht tun. Das Fett wird von den Tischen dann von Zeit zu Zeit abgekratzt und in fein durchlöcherter Zylinder von Stahlblech gebracht, aus welchen durch kochendes Wasser das Fett wieder entfernt wird. Die so gewonnenen Diamanten werden durch Ätznatronlösung sowie Königswasser oder Flußsäure vollends gereinigt und nach Reinheit, Form und Farbe mit der Hand sortiert. —

Nach Williams-Wagner erfolgt in Kimberley folgende Einteilung der Diamanten:

1. „Close goods“ = reine, wohlausgebildete Steine.
2. „Spotted stones“ = leicht gefleckte Steine.
3. „Rejection cleavage“ = durch Flecke stark beschädigte Spaltungsstücke.
4. „Fine Cleavage“ = kleine Spaltungsstücke.
5. „Light brown cleavage“ = hellbraune Spaltungsstücke.
6. „Ordinary and rejection cleavage“ = gewöhnliche und stark gefleckte Spaltungsstücke.
7. „Flats“ = flache, durch Verzerrung des Oktaeders entstandene Kristalle.
8. „Maacles“ = dreieckige Zwillingsskristalle.
9. „Rubbish“ = besseres Schleifmaterial.
10. „Boart“ = Schleifmaterial.

Nach ihrer Farbe werden die ersten acht Klassen dieser Reihe zudem wieder in weitere Abteilungen eingeteilt. Dieselben sind nach abnehmender

Reinheit: Blue White, First Cape, Second Cape, First Bye, Second Bye, Offcolour, Light Yellow, Yellow.

k) Statistisches über den südafrikanischen Diamantenbergbau.

Nach Zusammenstellungen von P. A. Wagner, welche wieder auf Angaben von Reunert, Bergeat und den Berichten der De Beers-Gesellschaft beruhen, haben die Gruben bei Kimberley seit 1870 bis zum Jahre 1908 ungefähr 90 347 750 Karat = 18 611,64 Kilo Diamanten gefördert, im Werte von 2 644 553 400 Mark. Die Premier-Grube bei Pretoria hat seit Beginn ihres Abbaues Ende 1902 bis 31. Oktober 1908 schon 6 563 071,5 Karat = 1351,933 Kilo im Werte von 133 067 545 Mark ergeben. Die Jagersfontein-Grube lieferte von ihrer Eröffnung 1870 bis Ende März 1908 3 573 004,5 Karat. Hierzu kommt noch die Produktion der zahlreichen kleineren Pipes und der „River Diggings“ im Vaal-Flusse, welche letztere auch 50 000 – 100 000 Karat Diamanten pro Jahr liefern.

Nach „The Financial News“, London¹⁾, war die Gesamt-Diamantproduktion in Südafrika während der letzten 10 Jahre folgende:

1898 =	3 025 039	Karat
1899 =	3 261 135	„
1900 =	1 435 689	„
1901 =	2 532 955	„
1902 =	2 650 193	„
1903 =	2 607 024	„
1904 =	3 450 631	„
1905 =	3 498 368	„
1906 =	3 508 210	„
1907 =	5 002 962	„

Summa = 30 972 212 Karat = 6 380,276 Kilo.

Im Jahre 1908 waren die Zahlen infolge der Überproduktion und infolge der amerikanischen Krise viel kleiner.

Im einzelnen geben über die Produktion der wichtigsten Gruben noch folgende Tabellen genauere Auskunft. Außer den in diesen Tabellen angegebenen Zahlen hat die De Beers-Gesellschaft aus den Verwaschungen alter Halden noch 2 386 524,75 Karat Diamanten im Werte von 61 574 341 Mark gewonnen, sowie 31 816 Karat (= 151 309 Mark) aus der Verarbeitung alter Konzentrate.

¹⁾ Vom 17. November 1908. Die genannten Zahlen sollen nach Wagner auf etwa 5 Prozent der Gesamtsumme stimmen.

De Beers Consolidated Mines Limited. Kapital £ 4500 000. Tabelle III. De Beers- und Kimberley-Grube.

Für das Jahr endend	"Blue Ground" ge- fördert Lasten (load)	"Blue Ground" ver- waschen Lasten (load)	Diamanten gefunden Karat	Wert %	Karat pro Last(load)	Wert pro Karat	Wert pro Last(load)	Pro- duktions- kosten pro Last(load)	"Blue Ground" auf den Floors, ausschließt nicht zerfallender Kim- berlit-Brocken
31. März 1889 vor der Verschmelzung	944 706	712 263	914 121	18 328 126	1,283	20,05	25,85	10,08	476 403
31. März 1890	2 192 226	1 251 245	1 450 605	46 782 011	1,15	33,25	38,02	9,07	1 576 821
31. " 1891	1 978 153	2 029 588	2 020 515	60 878 117	0,99	30,13	29,94	8,84	1 525 386
30. Juni 1892	3 338 553	3 239 134	3 035 481	79 043 925	0,92	26,04	23,91	7,52	1 624 805
" 1893	3 090 183	2 108 626	2 229 805	66 136 016	1,05	29,66	31,15	7,11	2 606 362
" 1894	2 999 431	2 577 460	2 308 463,5	57 596 164	0,89	24,95	22,34	6,71	3 028 333
" 1895	2 525 717	2 854 817	2 435 541,5	63 421 501	0,85	26,04	22,11	7,05	2 699 233
" 1896	2 698 109	2 597 026	2 363 437,75	64 640 022	0,91	27,35	24,89	7,16	2 800 316
" 1897	3 332 688	3 011 288	2 769 422,75	76 040 653	0,92	27,45	25,24	7,41	2 304 917
" 1898	3 504 899	3 259 692	2 603 250	70 443 945	0,80	27,06	21,62	6,76	2 377 913
" 1899	1 673 664	3 311 773	2 345 466	70 879 983	0,71	30,22	21,40	6,78	2 937 784
" 1900	2 120 397	1 522 108	1 000 964	36 625 273	0,67	36,59	24,06	7,68	2 722 595
" 1901	2 062 459	2 616 873	2 000 495,72	80 860 036	0,76	40,42	30,90	8,59	2 226 119
" 1902	2 370 503	1 961 858	1 499 209,25	71 156 740	0,76	47,46	36,27	8,65	2 326 720
" 1903	2 440 895	2 561 940	1 574 189,5	77 985 348	0,61	49,54	30,45	7,41	2 135 283
" 1904	2 447 850	2 401 099	1 303 525,5	65 189 310	0,54	50,01	27,14	7,54	2 175 079
" 1905	2 448 895	2 418 158	1 108 980	59 818 381	0,46	53,94	24,74	7,82	2 204 771
" 1906	2 253 988	2 119 363	861 023,25	53 641 645	0,41	62,30	25,31	8,41	2 339 396
" 1907	2 103 853	1 467 456	543 752,75	35 990 912	0,37	66,19	24,53	9,26	3 213 875
" 1908	1 208 974	1 130 673	414 121,5	16 799 335 ¹⁾	0,37	59,30 ²⁾	21,92 ³⁾	6,82	3 323 237
" 1909	490 112	1 462 894	—	—	0,42	—	—	—	—

¹⁾ Diese Zahlen beziehen sich auf eine Zeitdauer von 15 Monaten.
der verkauften Diamanten berechnet.

²⁾ Einschließlich vorhandener Vorräte zum Produktionspreis.
³⁾ Nur auf Grund

Bultfontein-Grube.

Für das Jahr endend	"Blue Ground" ge- fördert Lasten (load)	"Blue Ground" ver- waschen Lasten (load)	Diamanten gefunden Karat	Wert /	Karat pro Last (load)	Wert pro Karat	Wert pro Last (load)	Pro- duktions- kosten pro verfallender Kim- berlit-Brocken	"Blue Ground" auf den Floors, ausschließlich nicht verfallender Kim- berlit-Brocken
30. Juni 1901	148 086	—	65	2 986	—	45,95	—	—	1 480 086
" 1902	353 042	20 194	4 486,5	139 216	0,21	31,03	6,89	6,67	480 934
" 1903	318 410	317 185	76 573,25	2 312 056	0,24	31,50	7,61	5,87	482 159
" 1904	429 729	514 385	148 219	4 488 071	0,29	30,28	8,72	5,87	391 503
" 1905	605 730	611 491	249 002,75	8 879 436	0,41	35,66	14,52	6,09	391 742
" 1906	1 771 372	953 296	346 072	15 171 796	0,36	43,84	16,02	5,55	1 209 818
" 1907	2 320 538	1 728 047	547 485,25	23 335 717	0,32	44,45	14,18	6,33	1 802 309
" 1908	1 319 720	1 275 838	411 386,75	15 215 074 ¹⁾	0,32	42,28 ²⁾	13,53 ²⁾	6,28	1 846 191

Diamant.

Du Toits Pan-Grube.

30. Juni 1904	39 914	24 359	3 032,25	131 943	0,12	—	—	—	15 555
" 1905	311 499	65 784	17 121,50	1 222 304	0,26	71,39	18,57	12,55	261 270
" 1906	1 685 714	617 028	151 335,25	12 510 881	0,25	82,67	20,28	7,27	1 329 956
" 1907	2 481 987	1 539 327	365 821,50	29 719 339	0,24	81,24	19,31	6,62	2 272 616
" 1908	1 444 989	830 075	190 737,75	12 513 995 ¹⁾	0,23	75,99 ²⁾	17,48 ²⁾	5,64	2 878 530

Wesselon-Grube.

30. Juni 1897	271 771	—	—	—	—	—	—	—	271 777
" 1898	1 146 984	691 722	189 356,25	4 018 138	0,27	21,22	5,80	2,64	727 039
" 1899	2 032 771	1 662 778	496 762,25	11 584 494	0,30	23,32	6,96	2,34	1 097 032
" 1900	980 210	736 929	220 762,5	5 640 482	0,30	25,55	7,65	2,69	1 340 313
" 1901	1 571 631	1 517 981	447 399,75	12 473 504	0,295	27,38	8,23	3,16	1 363 963

¹⁾ Einschließlich vorhandener Vorräte zum Produktionspreis. — ²⁾ Nur auf Grund der verkauften Diamanten berechnet.

Für das Jahr endend	„Blue Ground“ ge- fördert Lasten (load)	„Blue Ground“ ver- waschen Lasten (load)	Diamanten gefunden Karat	Wert %	Karat pro Last (load)	Wert pro Karat	Wert pro Last (load)	Pro- duktions- kosten pro Last (load)	„Blue Ground“ auf den Floors, ausschließl. nicht- zerfallender Kim- berlit-Brocken
30. Juni 1902	1 932 140	1 752 189	521 437,75	17 833 169	0,30	34,20	10,18	3,50	1 573 914
„ 1903	1 987 543	1 989 598	554 890,5	20 856 861	0,30	35,06	10,48	3,38	1 571 859
„ 1904	1 919 304	2 134 903	605 241	21 558 684	0,28	35,62	10,08	3,69	1 356 280
„ 1905	2 068 278	2 032 582	578 152	21 802 112	0,284	37,71	10,72	3,89	1 391 956
„ 1906	2 433 905	1 935 905	546 754,25	24 434 459	0,28	44,69	12,62	4,14	1 889 956
„ 1907	2 104 308	1 891 461	604 915,5	25 394 353	0,32	41,98	13,43	5,86	2 102 803
„ 1908	1 524 099	1 719 739	457 028	18 176 003 ¹⁾	0,27	39,77 ²⁾	10,74 ²⁾	4,83	1 907 165

¹⁾ Einschließlich vorhandener Vorräte zum Produktionspreis. — ²⁾ Nur auf Grund der verkauften Diamanten berechnet.

Premier (Transvaal-)Diamond Mining Company, Limited. Kapital = £ 80 000.

Für das Jahr endend	Lasten (load) verwaschen	Diamanten gefunden Karat	Wert %	Karat pro Last (load)	Wert pro Karat	Wert pro Last (load)	Produktions- kosten pro Last (load)
31. Oktober 1903	78 931	99 208,25	2 807 293	1,29	28,30	36,32	4,69
„ 1904	939 265	749 635,5	17 684 326	0,798	25,59	18,83	2,69
„ 1905	1 388 071	845 652	20 312 561	0,609	24,02	14,63	3,35
„ 1906	2 988 471	899 746	26 092 634	0,301	29,00	8,73	3,35
„ 1907	6 538 669	1 899 986,75	34 775 742	0,290	18,40	5,32	2,39
„ 1908	8 058 844	2 078 825	31 394 989	0,258	15,10	3,90	1,76
Summa	19 990 251	6 563 071,5	133 067 545				

II. Die Diamantseifen Britisch-Südafrikas¹⁾.

(River diggings.)

Die ersten Diamanten Südafrikas wurden in alluvialen Ablagerungen des Oranjeflusses gefunden (1867). Diesen Entdeckungen folgten bald andere Funde am Vaalflusse, die heute noch in geringer Menge abgebaut werden.

Die reichsten Ablagerungen liegen auf beiden Seiten des unteren Vaalflusses, zwischen Barkly West (Klipdrift) und Delports Hope an der Mündung des Hart River in den Vaal, ein Gebiet von ca. 90 km Luftlinie. Als wichtige Vorkommen sind in diesem Gebiete bekannt: New Kerke, Waldecks Plant, Good Hope, Gong Gong, Barkly West, Wedburg und Forteen Streams, alle in Kapland gelegen. Einzelne Diamanten sind auch noch weiter aufwärts im Vaal bis Bloemhof und Christiana in Transvaal und flußabwärts bis Hopetown am Orange River, sowie auch in einigen Nebenflüssen des Vaal (Modder, Vet) und des Oranje River gefunden. Das ganze Gebiet ist etwa 510 km lang und über 85 km breit. (Fig. 28.)

Die Flußablagerungen des Vaal lagern auf anstehendem Diabas. Ihre Mächtigkeit ist sehr verschieden. Sie kann bis zu 12 m betragen. Petrographisch setzen sich diese Ablagerungen zusammen aus großen, von den Talgehängen herabgerutschten Blöcken, vor allem Diabasen, und aus zwischengelagerten kleineren Geröllen sowie Kies, Sand und Lehm, wobei das Ganze oft von einer Lage roten Sandes („rooi grund“ oder „red ground“) bedeckt wird. Die reichsten Kiespartien sollen direkt auf anstehendem Diabas lagern, besonders dort, wo runde Kessel oder langgestreckte Kanäle in den Untergrund hineinerodiert sind.

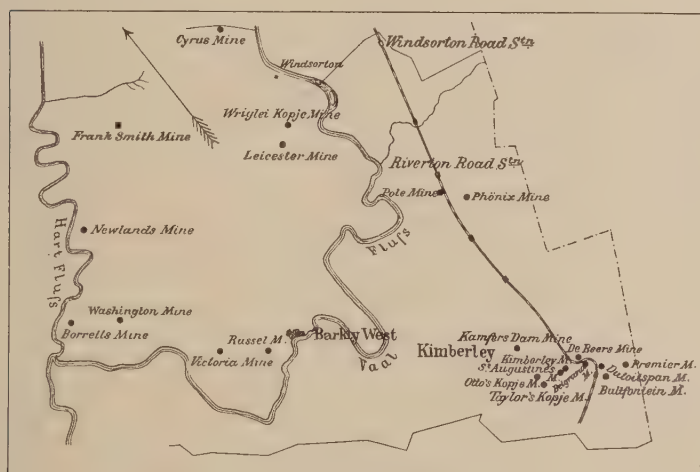
Von den Begleitmineralien der Diamanten werden für neue Funde als besonders günstig angesehen: roter Granat und grüner Olivin. Sehr häufig ist Achat, Jaspis, Quarz, Chalcedon und Eisenkiesel. Alle diese Mineralien entstammen den Hohlräumen des Diabasmandelsteins.

In diesen Flußablagerungen sind die Diamanten sehr ungleichmäßig verteilt. Sie sind trotz ihrer großen Härte bisweilen abgerollt, wenn

¹⁾ M. Bauer, Edelsteinkunde. II. Aufl. Leipzig 1909. — G. F. Williams, The Diamond Mines of South Africa, New York 1902. — R. Beck, Mastodon in the Pleistocene of South Africa. Geol. Magazine, Decade V, Vol. III, N. 500, Feb. 1906. — E. Fraas, Pleistocene Fauna aus den Diamantseifen von Südafrika. Zeitschr. d. D. g. 1907. Heft 2. — H. Merensky, The Origin of River Diamonds within the area of the Vaal. Trans. of the Geol. Soc. of S. Africa. 1907. Vol. X. S. 107ff.

naturgemäß auch weit weniger als die Begleitmineralien. Daneben finden sich aber stets ganz scharfkantige Diamanten.

Das Suchen nach Diamanten erfolgte in der ersten Zeit nur in den tiefgelegenen jüngsten Ablagerungen des Flusses. Später bewegte sich der Abbau vorzugsweise in den höher gelegenen älteren Ablagerungen, die sich rechts und links des Stromes terrassenförmig bis zu 60 m Höhe über den jetzigen Flußspiegel erheben. Die tieferen Lagen dieser Schottermassen sind zuweilen durch ein kalkiges Bindemittel verkittet, das sich nach Beck vermutlich bei der allmählichen Verwitterung der Diabasgerölle bildete.



Figur 28.

Karte des Vaalflusses.

Das Alter dieser höher gelegenen Geröllablagerungen ist durch Fossilfunde als älteres Pleistozän bestimmt. Beweisend für dieses Alter ist besonders ein von R. Beck und E. Fraas beschriebener Mastodonzahn, der diesen Ablagerungen entstammt. Mit Mastodon zusammen finden sich noch Reste einer typisch südafrikanischen Fauna, vor allem Equus cfr. Zebra, Damaliscus sp.; ferner auch Hippopotamus amphibius var. robustus und Iridina sp. Es haben sich diese hochgelegenen alten Flußablagerungen den eben angeführten Tierresten zufolge wahrscheinlich während einer Pluvialperiode gebildet, die an Stelle unserer Eiszeit früher in Afrika angenommen werden kann.

Die Qualität der Diamanten des Vaalflusses ist eine sehr gute. Sie sind besser als die Steine der Pipes, vor allem besitzen sie eine größere Härte und ein stärkeres Feuer. Ihre Preise sind infolgedessen auch weit höher als die der Steine von Kimberley. So soll in den achtziger Jahren, nach Bauer, ein Karat Flußsteine durchschnittlich 56 Mark, ein Karat Kimberleysteine nur 22,75 Mark gekostet haben. Heute sollen die Verhältnisse noch ähnlich liegen. „Es ist ein großer Prozentsatz farbloser fehlerloser Steine vorhanden, namentlich sind keine Sprünge da, weil nach solchen die Stücke bei der Bewegung im Fluß schon vorher zerbrochen sind. Viele sind gelb, andere Farben sind tief orangegelb, blaßblau und braun, rosa usw. Wenig Steine wiegen mehr als 30 Karat, viele jedoch über 10 Karat“ (Bauer). Der größte bisher gefundene Stein wog $330\frac{3}{8}$ Karat.

Die Diamanten befinden sich innerhalb der Seifen auf sekundärer Lagerstätte. Ihre primäre Lagerstätte wird nicht oberhalb Bloemhof in Transvaal gelegen haben, da man oberhalb dieser Stadt keine Diamanten im Flusse mehr findet. Das Muttergestein dieser Diamanten ist noch



s_1 = obere Terrasse, s_2 = untere Terrasse, D = Diabas.

Figur 29.

Die Vaal-Schotter bei Windsorton. (Nach R. Beck.)

unbekannt. Die einen Forscher denken an Blue Ground, welcher in der Nähe des Vaal gefunden ist. Andere (z. B. Voit, Merensky) weisen auf die begleitenden Diabase hin. Merensky begründet diese Ansicht besonders durch folgende Beobachtungen: „Vaal River“-Diamanten und „Kimberlit“-Diamanten sind ganz verschieden. Von den Händlern werden sie auf den ersten Blick auseinander gehalten. Die „River“-Diamanten finden sich außer als alluviale Bildung auch als eluviale Ablagerung, im letzteren Falle zusammen mit Bestandteilen verwitterten Diabases. Durch Mischung dieser beiden Diamanten ist das gemeinsame Auftreten abgerollter und scharfkantiger Formen zu erklären. Nach Merenskys Ansicht darf man nicht in allen Diabasen des Vaalflußgebietes Diamanten vermuten. Dieselben finden sich wahrscheinlich nur in den olivinreichen Typen. Es sei daran erinnert, daß in Neu-Südwaes Diamanten in Diabasen schon festgestellt sind. Vielleicht sind auch die Diamantenfunde am Limpopo und in den Somabula-Wäldern Rhodesiens ähnlich zu erklären. (Fig. 29.)

Der Abbau der Diamantenlagerstätten geschieht am Vaalflusse in primitiver Weise durch Tagebaue („Gullies“), oder durch kleine Schächte von Eigenlöhnern.

Die Diamantvorkommen in Rhodesien.

Diamantseifen in Rhodesien¹⁾ kennt man in den **Somabula Forest**, etwa 22 km von Gwelo entfernt. Dieselben bestehen aus groben, teilweise tonigen Sanden und Kiesen, die stellenweise durch ein eisen-schüssiges Bindemittel zu Sandstein und Konglomerat, dem sogenannten „Willoughby's diamondiferous ballast“ verkittet sind. Die betreffende Gegend gehört zum Quellgebiet des Shangani, welcher in den Zambesi fließt. An diesem ziehen sich die Schotter bis zu seiner Wasserscheide mit dem Limpopo etwa 1000 m in die Höhe. Die Mächtigkeit dieser Schotter übersteigt an einzelnen Stellen 30 m. Das unterlagernde Gestein ist fast stets Granit. Es finden sich dessen Fragmente daher auch in großer Menge in den untersten Lagen der Schotter eingebettet. Unte den Gemengteilen der Kiese findet man Quarz, Jaspis, Achat, Magnetit, Beryll, Zirkon und selten Gold. Die Qualität der hier gefundenen Diamanten ist gut, ihre Farbe im rohen Zustande oft grün, im geschliffenen meist farblos. Ihre Form ist meist scharfkantig und gut kristallisiert.

Etwa 85 km von diesen Somabula-Diamantseifen entfernt hat man in neuester Zeit auch anstehenden Kimberlit gefunden. Dieser Fundpunkt liegt nicht weit von der Morven-Mine am **Bembezi River**. Das Nebengestein der dortigen Pipe ist Granit. Die Pipefüllung ist diamantführend und besteht zuoberst aus einem gelbgrünen, serpentiniisiertem Zersetzungsprodukte („Yellow Ground“), welcher die auch sonst im Kimberlit bekannten Mineralien führt, wie Ilmenit, Pyrop, Chrom-Diopsid, Glimmer, serpentiniisierten Olivin usw. Seltener sind Rutil, Chrom-Spinell (Picotit) und Grossular. Die Diamantführung der Seifen in den Somabula-Wäldern ist wahrscheinlich auf solche „Pipes“ zurückzuführen.

Die „Blue Ground“-Vorkommen in Deutsch-Südwestafrika.

Im südlichen Deutsch-Südwestafrika findet sich in der Nähe der Orte Gibeon und Berseba an mehreren Stellen „Blue Ground“. Obwohl derselbe zurzeit noch keine praktische Bedeutung besitzt, möge er im folgenden

¹⁾ F. P. Mennell, Note on the Rhodesian Diamond Fields. Trans. of the geol. Soc. of South Africa. Vol. XI. S. 43—44. Johannesburg 1908.

aus allgemein wissenschaftlichem Interesse doch kurz besprochen sein. Die Mitteilungen schließen sich an die Ausführungen von R. Scheibe¹⁾ an.

In der Umgegend von Gibeon und auf der Farm Mukerop bei Berseba ist Blue Ground an sieben Stellen gefunden worden. Das völlig zersetzte Gestein hat in der Nähe der Oberfläche eine bräunlichgelbe oder graugelbe Farbe, entsprechend dem „Yellow Ground“ bei Kimberley. Nach der Tiefe zu geht dieser „Yellow Ground“ in ein dunkelgrünlichgraues weiches Gestein über. Dieser Übergang findet nach etwa 20 m statt. Die Begrenzung des senkrecht in die Tiefe setzenden Gesteins ist über Tage kreisförmig bis oval. Bei Mukerop beträgt der Durchmesser der „Pipe“-Mündung 200 m Länge und 130 m Breite, bei Gibeon sind die Maße kleiner. Nebengestein der „Pipe“ ist in Mukerop lichter und dunkler Schieferton, in Gibeon Schieferton und Sandstein. (Fig. 30.)

Das Gestein von Mukerop kann als eine Breccie bezeichnet werden, welche aus Mineral- und Gesteinseinsprenglingen besteht, die durch ein mattes, dichtes, kalkhaltiges Bindemittel verkittet werden. Mikroskopisch erweist sich dieses Bindemittel als ein Gemenge von Calcit, Serpentin und Chlorit. Von Mineralien erblickt man mit bloßem Auge etwas chloritisch zersetzten Magnesiaglimmer, Pseudomorphosen von Serpentin nach Olivin, etwas roten Granat, grünen Augit, Bronzit, Titaneisenerz, selten auch Zirkon und schwarzen Spinell. Die Gesteine bestehen aus kleineren und größeren Knollen von Glimmeraugitfels, Glimmerolivinfels und Granataugitolivinfels, ferner aus Fragmenten von Diabas, Sandstein und sehr viel dunkelgrauem Schieferton. Die letzteren Gesteinsfragmente sind fremde (exogene) Einschlüsse.

Aus den Rückständen der Aufbereitung dieses „Blue Ground“ von Mukerop konnte man folgende Mineralien isolieren: zersetzten Olivin, grasgrünen Augit, lauchgrünen bis ölgrünen diopsidartigen Augit, grünlichen, schillernden Diallag, grünlichen Bronzit, hyazinroten und blutroten Pyrop, kolombinroten, almandinähnlichen Granat, grüne Hornblende, Biotit, Titan-eisenerz, Magneteisenerz, Chromeisenerz, schwarzen Spinell, Zirkon, Apatit. Die untersuchten Augite sind alle chromhaltig, ebenso Granat und Spinell. Das Titaneisen ist magnesiareich. Nach Scheibe entspricht das Gestein von Mukerop einem Pikritporphyrit. Es gehört nach Wagner zum Typus des glimmerarmen „Blue Ground“.

Das Gestein von Gibeon führt als exogene Einschlüsse Schiefer, Sandstein, Diabas, Melaphyrmandelstein und Gabbro; letzteres Gestein

¹⁾ R. Scheibe, Der Blue Ground des deutschen Südwestafrika im Vergleich mit dem des englischen Südafrika. Programm der Kgl. Bergakademie zu Berlin für das Studienjahr 1906—1907.

wurde nur einmal gefunden. Die knollenartigen endogenen Einschlüsse des Blue Ground von Gibeon setzen sich in den verschiedensten Mengenverhältnissen zusammen aus Enstatit, Augit, Olivin, Granat, Biotit und zum Teil auch aus Diallag, Bronzit und Titaneisen. Ihrer Zusammensetzung nach schwanken diese Knollen alsdann zwischen dem Extrem eines Pyroxenites und eines Lherzolites. Der in der Tiefe dunkelgrün-graue „Blue Ground“ ist in den obersten Teilen wieder als gelber „Yellow



Figur 30.

Karte von Deutsch-Südwestafrika.

Ground“ vorhanden. Wie in Kimberley enthält er in einer serpentinierten Grundmasse kleinere und größere Körner von serpentiniertem Olivin und Biotit, spärlich auch von Granat, grünem Augit, Diallag, Enstatit, Titan-eisenerz und Magneteisenerz. In der verbindenden dichten Grundmasse liegen zahlreiche kleine Olivinkörnchen und einzelne Biotite. Alle Mineralien sind in der Regel wohl gerundet. In der serpentinierten Grundmasse erblickt man im Dünnschliff unter anderem auch Perowskit und Apatit,

sowie fast stets Calcitnester. Augit und Granat sind wieder chromhaltig, Titaneisenerz magnesiareich. Petrographisch gehört das Gestein zu den granatführenden Augitglimmerolivin-Gesteinen. Eine Entscheidung darüber, ob in diesen Gesteinen ein Tuff oder ein breccienhaftes Eruptivgestein vorliegt, fällt Scheibe nicht. Er neigt aber mehr zur Annahme eines Erstarrungsgesteines, das einem porphyrischen Pikrit analog war. Von dem Vorkommen von Mukerop unterscheidet sich das von Gibeon durch den Mangel an Spinell und an großen Apatitkörnern.

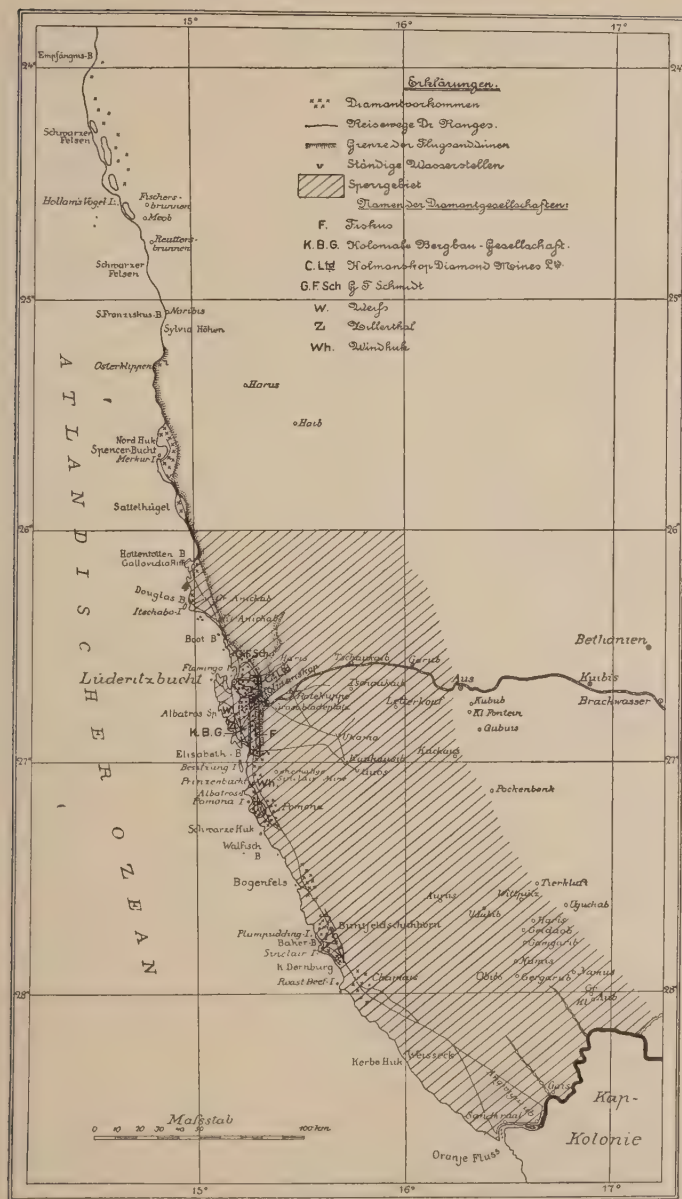
Diamanten sind in diesem typischen „Blue Ground“ bisher noch nicht gefunden, da der Fund eines einzigen Diamanten am Groß-Brockerosberge bei Berseba noch nicht als einwandfrei anerkannt wird.

Die Diamantvorkommen in Deutsch-Südwestafrika¹⁾.

Die ersten Diamanten Südafrikas fand man im Frühjahr 1908 östlich von Lüderitzbucht, dem südlichsten Hafen von Südwest. Seit jener Zeit haben sich die Funde in jener Gegend schnell vermehrt, und kennt man heute Diamantvorkommen an der ganzen Küste Deutsch-Südwestafrikas von Conception Bay im Norden (24° südlicher Breite) bis nach Angras Juntas im Süden (28° südlicher Breite). Weiter nördlich und weiter südlich sind bisher keine Diamanten mehr gefunden worden. Die Diamanten finden sich landeinwärts zudem nur bis höchstens 20 km von der Küste entfernt. (Fig. 31.)

Die Geologie der Umgegend von Lüderitzbucht ist nach H. Lotz kurz folgende: Die Gebirgsschichten der Küstenlinie bilden meist flache, nordsüdlich laufende Kämme und Kuppen. Dieselben bestehen aus Granitgneis, untergeordnet auch aus Amphibolit und Diorit, wie am blauen Dreh und in den schwarzen Bergen bei Lüderitzbucht. Merensky

¹⁾ E. Kaiser, Über Diamanten aus Deutsch-Südwestafrika. Zentralblatt für Min., Geol. u. Pal. 1909. S. 235 ff. (Kurze Untersuchung von 1762 Diamanten.) — J. Kuntz, Über die Herkunft der Diamanten von Deutsch-Südwestafrika. Monatsberichte der D. g. G. 1909. S. 219 ff., sowie auch S. 79. — H. Lotz, Über die Diamantablagerungen bei Lüderitzbucht. Monatsberichte der D. g. G. 1909. S. 135 ff. — H. Lotz, Über die Lüderitzbuchter Diamantvorkommen. Zeitschrift für prakt. Geol. XVII. 1909. S. 142. — H. Merensky, Die Diamantvorkommen in Lüderitzland, Deutsch-Südwestafrika. Zeitschrift für prakt. Geol. 1909. S. 122 ff. H. Merensky, The Diamond Deposits of Lüderitzland, „G. S. W. Afrika“. Trans. of the Geol. Soc. of S. Africa XII. 1909. — P. Range, Die Diamantfelder bei Lüderitzbucht. Deutsches Kolonialblatt Nr. 22. Berlin 1909. — P. A. Wagner, The origin of the German S. W. African Diamonds. The South African Mining Journal. 1910. S. 514.



Figur 31.

Die Verbreitung der Diamanten in Deutsch-Südwestafrika.

erwähnt auch marmorähnliche Kalke, die sich am Aufbau der kristallinen Schiefer beteiligen sollen. Zudem kennt man kleine, kaum 1 m breite Diabasgänge, z. B. an den Nauchegurubbergen, 30 km östlich Lüderitzbucht und an der Douglasbucht gegenüber Itschabo, 45 km nördlich von Lüderitzbucht.

Nach P. A. Wagner ist das als „Granit“ bezeichnete Gestein z. T. Elaeolith-Syenit, wie es zwischen Pomona und Bogenfels sehr gut aufgeschlossen ist. Im genetischen Zusammenhang mit diesem Gestein stehen wahrscheinlich gewisse „Monchiquitgänge“, welchen Wagner für die Entstehungsfrage der Diamanten große Bedeutung beilegt. Einer dieser Gänge ist am Nordwestabhange des Elefantenkopfes bei Pomona aufgeschlossen. Derselbe ist ca. 1 m breit und hat NO—SW-Streichen. An der Oberfläche ist das Gestein sehr zersetzt und bildet hier eine gut begrenzte Einsenkung. Nach der Tiefe zu geht dieses Gestein in ein grobkörniges, porphyrisches Gestein über, welches aus einer dunklen Grundmasse mit zahlreichen Einsprenglingen von Hornblende und wenig Olivin besteht. Im Dünnschliff bestimmte Rosenbusch das Gestein als einen typischen Amphibol-Monchiquit¹⁾. —

Neben diesen alten Schichten finden sich auch Reste einer jüngeren Formation, die von Merensky der Kreidezeit zugesprochen werden. Dieselben sind besonders östlich und nördlich der Elisabethbucht vorhanden. Diese Ablagerungen bestehen an ihrer Basis aus grügelbem sandigen Ton, welcher zahlreiche Bruchstücke der unterlagernden Schiefer, von Mineralien, vor allem Quarz und Feldspat enthält. Hierüber folgen dann verschieden harte körnige Sandsteine mit diskordanter Parallelstruktur und zahlreichen Achatgeröllen. Am Zweikuppenberg sind diese Schichten von einigen Fuß mächtigen Onyxkalk bedeckt. Die ganze Kreideablagerung mag bis 30 m mächtig sein. Merensky stellt fest, daß dort, wo Reste dieser Kreidesedimente erhalten sind, sich meist auch die Diamanten im Dünenande finden. Von Range wird diese Verallgemeinerung zurückgewiesen, da z. B. gerade im reichen Pomonagebiet wenig Anzeichen für das Vorhandensein der Kreideschichten zu finden sind. Verschiedene Fossilfunde, wie *Protocardium hillanum*, *Zaria Bonei* und *Turritella maedii* verweisen die Kreideschichten nach Merensky in die Umtamvuna-Serie der Kreideformation. —

¹⁾ Der Dünnschliff enthielt barkevikitische Hornblende, korrodierte Körner von Olivin und einige hellere Kristalle von Titan-Augit in einer kryptokristallinen Grundmasse. Letztere bestand aus einem farblosen Glas mit Mikrolithen von Barkevit, Titan-Augit und unbestimmbaren Mineralien.

Alle Gesteine dieses Diamantengebietes sind oberflächlich meist stark zersetzt und verwittert. Infolgedessen nimmt der Schutt große Flächen zwischen dem anstehenden Gestein ein. Eine Wirkung der heftig wehenden Winde ist die Deflation und Korrosion der Gesteine. Dieselben werden durch die scheuernde Reibung der mitfortgerissenen Sandkörner glatt poliert, oder, wie manche Gneise, schwammartig zerfressen. Die weicheren Kalke sind hierbei oft der Windrichtung entgegen zu langen, messerrücken-dünnen Blättern ausgeschliffen. Eine weitere Folge dieser Winde ist das Auftreten der Wanderdünen, welche im Sommer in ihrer typischen Sichel-form in der Richtung von Süd nach Nord wandern, im Winter aber bei den dann vorherrschenden schwachen Nord- und Ostwinden meist still liegen. Alle diese Wanderdünen sind an die Nähe des Meeres gebunden, aus dessen Strandablagerungen sie aufgebaut sind. Sie erreichen Höhen von mehr als 50 m.

Die Diamanten nördlich der Elisabethbucht liegen in diesem Sande zwischen kahlen Kuppen anstehenden Gesteins. Sie lagern hier wie die Dünen in Nord-Süd gerichteten Streifen, und zwar unmittelbar am westlichen Rande der Wanderdünen. Mitten in den Wanderdünenketten und östlich derselben sind nach Lotz keine Steine gefunden. Die Höhenlage der Diamantenvorkommen ist in diesem Gebiete sehr verschieden. Sie schwankt von Meereshöhe (z. B. bei Elisabethbucht) bis zu 150 und 180 m (z. B. auf dem der Regierung gehörenden Felde). Südlich der Elisabethbucht gibt es keine zusammenhängenden Wanderdünen-gürtel mehr. Hier finden sich die Diamanten in langgestreckten Trockentälern, welche parallel der Küste laufen. Die Diamanten sind hier entweder mit ähnlichen Kiesen, wie weiter nördlich vergesellschaftet, oder sie liegen ohne Begleitmineralien, nur mit eckigem Quarzschutt und etwas Feinsand vermischt auf nacktem Felsuntergrund. Die Höhenlage ist in diesem südlichen Gebiete ebenfalls sehr wechselnd. So schwankt sie im Pomonagebiet zwischen 5 und 100 m.

Die Verteilung der Diamanten ist in beiden Gebieten keine gleich-mäßige. Auf reiche Flächen folgen arme, die dann wieder von reichen Stellen abgelöst werden. Dies kann man sowohl im kleinen als im großen beobachten. Als Beispiel führt P. A. Wagner folgendes an: Wandert man von der Conception Bay, im Norden des Gebietes, nach Süden, so nehmen die Diamanten ständig an Größe zu bis zu den Easter Cliff Fields. Unterhalb dieser tritt eine plötzliche Verarmung ein und bei Spencer Bay ist der Durchschnittsgehalt sehr niedrig. Von hier aus nimmt der Reichtum dann wieder zu bis zu dem südlichen Teil der Stauch und Fiskus Block Claims. Dort folgt nochmals eine Verarmung, an die sich dann eine markante Anreicherung im Pomonagebiet anschließt, wo das

Durchschnittsgewicht der gefundenen Diamanten bisher die höchsten Zahlen erreicht hat. Im kleinen zeigt übrigens beinahe jedes Feld ein Schwanken. So sind die abbauwürdigen Streifen der kolonialen Bergbau-gesellschaft 100—200 m breit, während weiter südlich die Streifen häufig nur 10—15 m Breite erreichen. Ihre Länge ist verschieden. Im ebenen Gelände sind die diamantführenden Streifen nach Range immer ausgedehnter, aber weniger reich als im hügeligen Gelände. So hat das stark kupierte Pomonagebiet fabelhaft reiche Nester, welche mit tauben Arealen wechsellagern.

Das Begleitmaterial der Diamanten ist nach Lotz 70—80 Prozent rötlicher Feinsand (Dünensand) und 30 bis 20 Prozent feiner bunter Kies, von Stecknadelkopfgröße bis zur Größe einer Linse von höchstens 6:2 mm Durchmesser. Durch Wind, welcher den feinen Sand ausbläst, ist dieser Kies oberflächlich oft angereichert. In diesen Kiesen finden sich die Diamanten. Die bunte Farbe der Kiese wird durch kleine Streifenachate, durch buntgefärbten Jaspis und Eisenkiesel hervorgerufen. In den Konzentraten der Waschsiebe finden sich Granat, Magneteisen und Epidot, welche alle dem unterlagernden Gestein entstammen dürften. Der Granat ist seiner chemischen Analyse nach vom Kimberley-Granat durchaus verschieden. Auch fehlen die dortigen ständigen Begleiter des Diamanten, wie Chromdiopsid, magnesiareicher Ilmenit usw. in den diamantführenden Dünenanden von Deutsch-Südwestafrika vollkommen.

Die Mächtigkeit der abbauwürdigen Masse ist nach Lotz im Durchschnitt 10—40 cm. Tiefere Schurfgräben haben eine mehrfache Wiederholung der Schotter mit geringem Diamantgehalt angetroffen.

Der Gehalt des Feinkieses an Diamanten ist, wie schon ausgeführt, sehr schwankend. Auf reiche Strecken folgen arme. Die abgebauten Lager wechseln zwischen $\frac{1}{4}$ und $\frac{4}{5}$ Karat pro qm. (Die Mächtigkeit bleibt unberücksichtigt.) Bei der Abschätzung ergab eine besonders gute Abbaufläche der Colmanskop Diamond Mines Ltd. nach Lotz folgende Resultate:

Auf 445 qm Fläche wurden 570 Karat gewonnen, also 1,27 Karat pro qm. In 1 cbm Sand und Kies waren 5,3 Karat, oder 20—25 Steine der gewöhnlichen Größe in 1 cbm Begleitgesteinen. Ein anderes Feld lieferte in 1 cbm 2,4 Karat.

Größe und Beschaffenheit der Diamanten ist verhältnismäßig gleichbleibend. Im Durchschnitt sind sie nicht größer als kleine grüne Erbsen. Gewöhnlich gehen 4—5 auf ein Karat. Nur östlich der Elisabeth-bucht steigt das Einzelgewicht auf etwa $\frac{3}{4}$ Karat. Die größten Diamanten sind nach Wagner im „Bogenfels“ Feld gefunden, von denen zwei $17\frac{1}{4}$ und 10 Karat wogen. Die Qualität der Steine ist gut. Sie sind teils

wasserklar, teils gelblich bis tiefgelb, seltener dunkelrot, braun und schwarz, mitunter auch grünlich und bläulich. Typisch abgerollte Stücke sind nicht vorhanden. Alle zeigen im allgemeinen wohlausgeprägte Kristallform, besonders Oktaeder, z. T. nach dem Spinellgesetz verzwilligt, ferner auch Rhombendodekaeder, Hexakisoktaeder und oktaedrische (bzw. tetraedrische) Durchkreuzungszwillinge. Einschlüsse sind sehr selten in Form dunkler, unregelmäßig verteilter Röhren einer noch unbekannten Substanz oder in Form eines dunkelbräunlichen und schwärzlichen Pigmentes.

Über die Herkunft der Diamanten Deutsch-Südwestafrikas äußert sich Lotz in folgender Weise: „Die Lüderitzbuchter Diamantlagerstätten sind ältere, zum Teil wieder durch den Wind aufbereitete und verlagerte Küstenbildungen. Die Verknüpfung der Diamanten mit den begleitenden Feinkiesen und die Achatgerölle einer jüngeren Strandterrasse lassen vielleicht Beziehungen zum Stromgebiet des Oranje, also zu den Vaalriverdiamanten vermuten, denen die Lüderitzbuchter Diamanten in ihrer Beschaffenheit und ihrem Begleitgestein außerordentlich ähneln.“

Gegen diese Ansicht wendet sich zunächst J. Kuntz. Nach ihm beweist das Vorhandensein in der Nähe der Küste nur, daß sich das Muttergestein der Diamanten in der Nähe der Küste oder vielleicht auch unter dem Meeresspiegel befinden möge. Kuntz denkt hierbei vor allem an Kimberlit als Muttergestein. Gegen eine weite Herkunft der Diamanten spricht nach ihm vor allem das Fehlen jeder Spur einer Abrollung an den Diamanten. Es ist dies mit der Annahme eines über 1000 km langen Transportes in einem felsigen Flußbett und nach Passieren der Meeresbrandung nicht vereinbar; zumal man in alluvialen Diamantlagerstätten Südafrikas öfters abgerollte Diamanten antrifft. Bei irgend einem Zusammenhang dieser Diamanten mit den Vorkommen am Vaalriver müßten zudem auch im Unterlauf des Oranje noch Diamanten gefunden werden, was bisher aber nicht der Fall ist.

Merensky ist der Ansicht, daß die Diamanten gleichzeitig mit den Kreideschichten zur Ablagerung gelangten. Durch Zerstörung dieser Schichten sind die Diamanten angereichert. Die Hauptmasse der Kreidesandsteine entstand durch intensive Denudation eines alten Festlandes, das jetzt unter den Meeresspiegel gesunken ist. Das Festland bestand vorzugsweise aus Diabasmandelsteinen, worauf die begleitenden Achatgerölle hinweisen.

P. A. Wagner legt besonderes Gewicht auf die Entdeckung der Monchiquit-Gänge im Pomonagebiet. Er weist darauf hin, daß in anderen Gegenden (z. B. Prieska, Britstown, Victoria West und Carnarvon-Distrikt, Cape Colony) Monchiquite und Kimberlite genetisch zusammenhängen. Er

zieht hieraus den Schluß, daß das Muttergestein der Diamanten von Deutsch-Südwestafrika nahe verwandt oder identisch mit Kimberliten gewesen sein muß.

Range denkt, daß an der südwestafrikanischen Küste vom Oranje River bis Lüderitzbucht und noch weiter nördlich die primären diamantführenden Gesteine zusammen mit Diabasmandelsteinen anstanden. Jetzt sollen dieselben unter dem Meeresspiegel liegen. Der Diamant setzte sich nach Zerstörung dieser Gesteine als Strandsediment auf sekundärer Lagerstätte wieder ab, aus welcher er alsdann durch Wind ausgeblasen und an geeigneten Stellen als tertiäre Lagerstätte angereichert wurde. (Fig. 32.)



Figur 32.

Die Aufbereitung der diamantführenden Dünen-Sande in Deutsch-Südwestafrika.

Geschichtlich und bergrechtlich ist über die südwestafrikanischen Diamantenfunde kurz folgendes zu sagen: Die Entdeckung der Lüderitzbuchter Diamanten ist dem Zufall zu verdanken. „Tausende haben die Flächen passiert, auf denen die Diamanten teilweise massenhaft liegen. Bei Pomona hat eine Gesellschaft nach Erzen geschürft und dabei die edlen Steine, die unmittelbar benachbart liegen, übersehen. Der ganze enorme Wagen- und Menschenverkehr des Hottentottenfeldzuges ist über die Schätze hinweggeschritten, eine Bahn ist

quer durch die Diamantenfelder gebaut, aber kein Mensch hat die Edelsteine bemerkt. Erst im April 1908 wurden sie entdeckt, nachdem die Bahn auf dieser Strecke bereits seit zwei Jahren in Betrieb war“ (Range). Ein aus der Kapkolonie stammender Arbeiter fand den ersten Stein auf der Bahnstrecke östlich Lüderitzbucht beim Wegschaukeln des Sandes. Er erkannte ihn von seiner früheren Tätigkeit in Kimberley her. Nachforschungen führten darauf zur Entdeckung weiterer Fundstellen.

Bergrechtlich gehörte das Gebiet der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika, der Nachfolgerin von Lüderitz. Seit langem hatte sie Schürffreiheit auf ihrem Gebiete erklärt, so daß man für 6 Mark monatlich einen Radius von 1 km belegen konnte. Bis zum 1. Oktober 1908 wurden bereits 400 solcher Schürfscheine verliehen, wovon 118 zu diesem Termine bereits fündig waren. Der Staatsbahn Lüderitzbucht—Keetmanshoop war zudem von Kilometer 16,5 ab ein 10 km breites und 30 km langes Terrain abgetreten, welches zur Zeit der Abtretung ziemlich wertlos war, zurzeit aber durch Diamantenfunde plötzlich großen Wert besitzt. Vom 1. Oktober an wurde dann das Gebiet vom 26. Breitengrad bis zum Oranje und 100 km landeinwärts reichend gesperrt und der Deutschen Kolonialgesellschaft vorbehalten. Die ausgestellten Schürfscheine wurden aber trotzdem bis zum 1. April 1909 verlängert.

Eine der wichtigsten der nun folgenden zahlreichen Maßnahmen der Regierung war die Einführung der sogenannten „Diamantenregie“. Dieselbe zwingt jeden Produzenten, seine gesamte Förderung an die unter staatlicher Aufsicht stehende Regiegesellschaft abzutreten. Der Produzent erhält zunächst einen Vorschuß und später, nach Verwertung der Diamanten, die Restsumme abzüglich der gesetzlichen oder vertraglich bestimmten Abgaben von der Regie bezahlt.

Dem ersten Geschäftsbericht der Diamantenregie entnehmen wir folgendes:

„Am 1. März 1909 haben wir unsere Tätigkeit aufgenommen und in Berlin sowie in Lüderitzbucht die erforderliche Organisation geschaffen. Wir haben in Lüderitzbucht eine Stelle eingerichtet, in welcher die Rohdiamanten von den Förderern einzuliefern sind, um mit dem nächsten Dampfer nach Europa befördert zu werden. Auf Grund der Verordnung des Reichskanzlers vom 25. Mai 1909 hat jeder Förderer Anspruch darauf, daß wir ihm bei der Einlieferung einen zinsfreien Vorschuß von 30 Mark für jedes Gramm zahlen; wir haben diesen Vorschuß bis auf weiteres auf 60 Mark für jedes Gramm erhöht. Die Steine werden nach ihrem Eintreffen in unseren hiesigen Geschäftsräumen gereinigt, sortiert und abgeschätzt; dem Reichskolonialamt ist die jederzeitige Überprüfung der

Schätzungen vorbehalten. Nachdem der Gegenwert für die verkauften Steine bei uns eingegangen ist, erhalten die Förderer genaue Abrechnung unter gleichzeitiger Überweisung ihres Guthabens.

Die erste Diamantensendung traf in Berlin am 10. April 1909 ein und wurde am 27. April 1909 ausverkauft. Bis zum Schluß des Geschäftsjahres sind von 18 Förderern insgesamt 560 977 Karat im Werte von 16 733 256,99 Mark eingeliefert und verkauft worden. Von diesem Erlöse bezieht der Reichsfiskus einen Ausfuhrzoll von $33\frac{1}{3}$ Prozent, abgesehen von den ihm sonst zufallenden bergrechtlichen Gebühren und Abgaben und dem Erlöse aus den fiskalischen Abbaustellen. Die Diamanten wurden zu 79,50 Prozent nach Antwerpen und Brüssel, zu 10,90 Prozent nach Amsterdam, zu 6,32 Prozent nach Deutschland, der Rest nach London, New York und Paris verkauft. Die Qualität der gelieferten Steine hat sich als vorzüglich herausgestellt, da 85 Prozent schleifbar sind; die durchschnittliche Größe der Steine betrug etwa $\frac{1}{5}$ Karat.“

Die Förderkosten variieren je nach Lage der Felder von 5 bis 10 Mark pro Karat.

Die bedeutendsten Gruppen, welche zurzeit Diamanten fördern, sind:

1. die koloniale Bergbaugesellschaft;
2. der Fiskus;
3. die Deutsche Diamanten-Gesellschaft;
4. die Colmanskop Diamond Mines Ltd.

Die Gesamtförderung betrug in Karat (= 240 mg) während der ersten Monate nach der Entdeckung:

Oktober 1908	6 263
November 1908	8 259
Dezember 1908	9 330
Viertes Kalendervierteljahr 1908 . .	23 852
Januar 1909	15 126
Februar 1909	15 510
März 1909	22 803
April 1909	30 592
Mai 1909	33 309
Juni 1909	37 554
Juli 1909	45 333
Januar bis 31. Juli 1909	200 227
Insgesamt	224 079.

Seit Mitte 1909 haben die Minenkammern und kurz darauf auch die größeren Gesellschaften jegliche Bekanntgabe von Zahlen über die Diamantförderung eingestellt¹⁾.

¹⁾ Briefliche Mitteilung von Prof. M. Krahmann an den Verfasser (20. XII. 1910).

Die Diamantlagerstätten Brasiliens.

In Brasilien¹⁾ kennt man Diamantlagerstätten vor allem in den Staaten Minas Geraes und Bahia, dann aber auch von hier übergreifend in den angrenzenden Staaten Sao Paulo und Goyaz sowie in Paraná und Mato Grosso. Die wichtigsten Lagerstätten sind unter diesen die Vorkommen bei Diamantina im Staate Minas Geraes. (Fig. 33.)

Die Diamanten treten an allen diesen Orten meist in folgender Weise auf:

1. In Flußsand (z. B. Rio Jequetinhonha und seine Zuflüsse von der Serra do Espinhaço oder der obere Lauf des Rio Paraguassú mit seinen Zuflüssen im Staate Bahia). Die Arbeit der Diamantenwäscher (garimpeiros) findet hier nur zu regenarmen Zeiten statt. An einzelnen

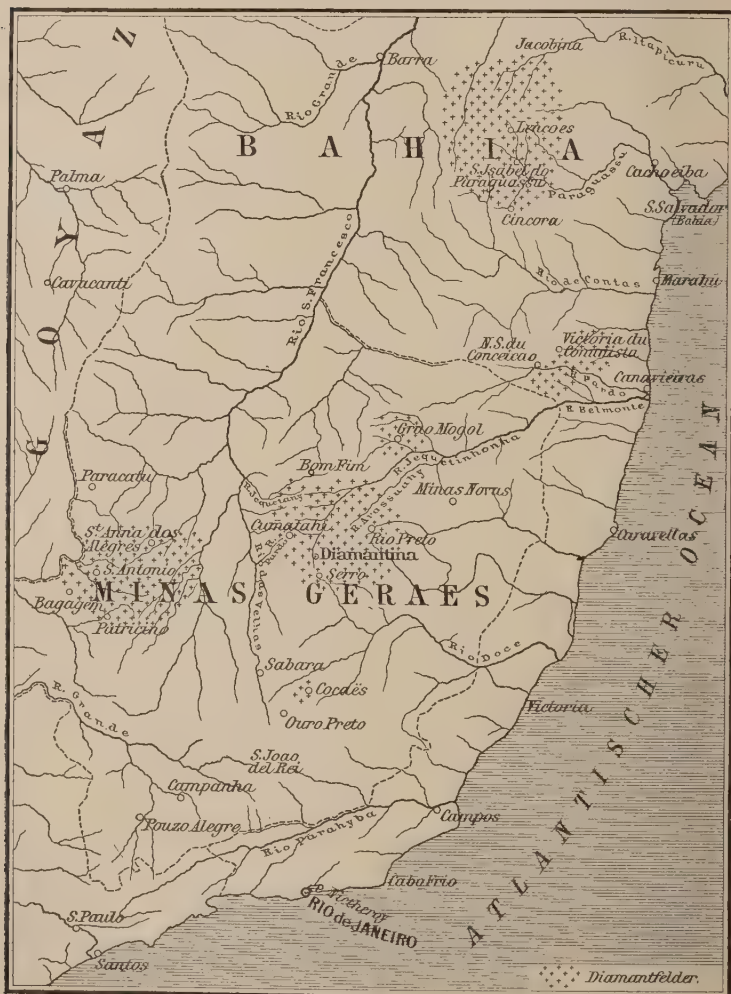
¹⁾ O. A. Derby, *Geology of the diamond*. Am. Journ. Science. XXIII. S. 97—99. 1882. — O. A. Derby, *Modes of occurrence of the diamond in Brazil*. Am. Journ. Science. XXIV. S. 34—42. 1882. — O. A. Derby, *The genesis of the diamond*. Science. IX. S. 57—58. 1887. — Luiz F. Gonzaga de Campos, *Jazidas diamantíferas de Agua Suja (Bagagem), Est. Minas Gaeras*. Rio de Janeiro 1891. Mit 2 Tafeln. — E. Hussak, *Über kubischen Pyrop und mikroskopische Diamanten aus diamantführenden Sanden Brasiliens*. Ann. d. k. k. Naturhist. Hofmuseums in Wien 1891. Bd. 6. S. 113 ff. — E. Hussak, *Mineralogische Notizen aus Brasilien: Über die sog. Favas der Diamandsande Brasiliens*. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. Wien 1898. Bd. 18. S. 335 ff. — O. A. Derby, *Brazilian Evidence on the Genesis of the Diamond*. Journ. of Geology, Chicago 1898. Vol. 6. Nr. 2. S. 121 ff. — P. Calogeras, *As Minas do Brazil*. Relatorio official, Rio de Janeiro 1904. Vol. I. S. 342 und 349. — O. A. Derby, *The Geology of the Diamond and Carbonado Washings of Bahia, Brazil*. Econ. Geology 1905. Vol. I. Nr. 2. S. 134 ff. — Dasselbe auch in *The Smithsonian Report for 1906*. Washington 1907. S. 215—221. — E. Hussak, *Über die Diamantlager im Westen des Staates Minas Geraes und der angrenzenden Staaten Sao Paulo und Goyaz, Brasilien*. Z. f. prakt. Geol. 1906. XIV. Jahrg. S. 318 ff. — M. Bauer, *Edelsteinkunde*. II. Aufl. Leipzig 1909. S. 182 ff.

Zudem findet sich bei Hintze, *Handbuch der Mineralogie*, Leipzig 1904, S. 11 noch folgende ältere Literatur angeführt:

Mawe (*Reisen Bras.*, Leipzig 1816), A. v. Humboldt (*Pogg. Ann.* 1826, 7, 520), W. L. v. Eschwege (*Pluto Brasiliensis*, Berlin 1833, 345), Claussen (*Acad. belg.* 1841, 7. Mai: *Plust.* 1841, 266; *N. Jahrb. f. M.*, G. u. P. 1842, 459), Denis (*N. Jahrb. f. M.*, G. u. P. 1842, 605), Girard (*N. Jahrb. f. M.*, G. u. P. 1843, 308), Spix u. Martius (*Reise Bras. II*), V. v. Helmreichen (*Vork. Diam.*, Wien 1846), Sachse (*Allg. deutsche nat. Z.* 1844, 7, 84), Gardner (*Reis. Bras.*, Leipzig 1848), Heusser u. Claraz (*Z. d. D. geol. Ges.* 1859, 11, 448), G. Rose (*Z. d. D. geol. Ges.* 1859, 11, 467), Tschudi (*Reise Bras.*, Leipzig 1866), Gorceix (*Bull. soc. min.*, Paris 1880, 3, 36; 1882, 5, 9; 1884, 7, 209; *Compt. rend.* 1884, 98, 1010, 1446; 1887, 105, 1139), Bovet (*Ann. d. mines* 1884, 5, 465).

Stellen werden nur Strudellöcher des Flusses (Caldeiros) ausgeleert und verwaschen.

2. In alten, jetzt trocken liegenden Flußsandablagerungen zu beiden Seiten der diamantführenden Flüsse (barrancas, serviço do Rio).



Figur 33.

Karte der Diamantenfelder Brasiliens. (Nach Bauer.)

3. In alten Sandablagerungen oder Verwitterungsprodukten diamantführender Konglomerate auf der Höhe wasserloser Tafelberge (Chapadaos). Diese Ablagerungen („grupiaras“) sind meist nur von geringer Mächtigkeit.

4. In einem durch Limonit verkitteten Konglomerat jüngster Flußsande („Canga“).

5. In alten konglomeratischen Sandsteinen der Serra do Grao Mogol, welche Geschiebe eines serizitischen Quarzites mit eingewachsenen Diamanten führen.

Die wichtigsten Diamantlagerstätten des Staates **Bahia** liegen im Oberlauf des Rio Paraguassú, in der sogenannten „Chapada Diamantina“.

Der Rio Paraguassú durchfließt in seinem Laufe vier verschiedene Gebiete, die sich durch Geologie, Topographie und ökonomischen Wert durchaus voneinander unterscheiden. Das erste Gebiet reicht von den Quellen dieses Stromes und seines wichtigsten Nebenflusses, des San Antonio, bis Andarahy, das zweite von dort bis zum Orte Bebedouro, das dritte Gebiet erstreckt sich von Bebedouro bis zur Stadt Maragogipe, das vierte von dort bis zur Mündung des Flusses. Die Breite des letzteren Gebietes beträgt nur einige Kilometer, die des dritten etwa 300 km.

Das zuerst genannte Gebiet baut sich geologisch auf aus harten, gelben Sandsteinen und zwischengelagerten Konglomeraten. Dieselben besitzen eine Mächtigkeit von über 500 m. Sie sind stark gefaltet und verworfen. Die Durchschnittshöhe dieser, oft ganz kahlen Gegend ist 1000 m. Die höchsten Höhen erheben sich hierüber noch 500 m, während die tiefsten Täler sich bis 300 m tief einschneiden. In der Literatur ist dieses Gebiet unter dem Namen Serra da Chapada und Serra da Sincorá bekannt. Das letztere Gebirge kann als der flußabwärts gelegene südöstliche Ausläufer des ersteren gelten.

Das zweite Gebiet wird ebenfalls aus gelben Sandsteinen aufgebaut. Dieselben sind jedoch toniger und daher weicher als die des ersten Gebietes; Kalksteinbänke sind den Sandsteinen zwischengeschaltet. Die Lagerung der Schichten ist horizontal, die Mächtigkeit beträgt 200—300 m. Die Höhenlage dieses flachen, dicht bewachsenen Landes ist 500—600 m.

Die hierauf folgende dritte Zone besteht aus Gneisen, welche von Graniten durchbrochen werden, während die vierte und zugleich letzte Zone aus weichen Sandsteinen der Kreide- und Tertiärzeit aufgebaut wird.

Die Diamanten und der sie stets begleitende Carbonado sind vor allem das Charakteristikum der ersten Zone. Ihr sporadisches Auftreten

in der zweiten und dritten Zone ist auf früheren oder jetzigen Transport aus der ersten Zone zurückzuführen.

Das Vorkommen der Diamanten innerhalb des ersten Gebietes ist eng gebunden an das Auftreten einer Konglomeratbank, welche ungefähr in der Mitte der dortigen harten Sandsteinablagerung erscheint. Die Mächtigkeit dieser Bank schwankt zwischen 6 und 10 m. An einzelnen Stellen enthält sie dünne Lagen eines feinkörnigen Sandsteins. Da das Konglomerat härter ist als der umgebende Sandstein, so hebt es sich reliefartig an vielen Stellen hervor, besonders an den Gehängen der Wasserläufe.

Durch Verwitterungsprozesse zerfällt diese Konglomeratbank. Die einzelnen Bestandteile werden durch Wassertransport umgelagert, weggeführt und mit rezentem Schottermaterial gemischt. Diese umgelagerten Schotter baut man heute auf Diamanten ab. Die reichsten Fundstellen findet man charakteristischerweise stets dort, wo am meisten Material aus dem Konglomerat, dem sog. „pedra cravada“ in den Schottern enthalten ist. Auf die heutigen zufälligen Begleitmineralien der oft umgelagerten Diamanten innerhalb der jetzigen Schotter ist in genetischer Hinsicht kein Gewicht zu legen. Als häufiges Vorkommen erwähnt C. Hussak Korund, Monazit, Xenotim, dann auch Granat, Hercynit und Fibrolith. —

Außerhalb dieses ersten Gebietes, das auch als das Gebiet der „Serra das Lavras“ bezeichnet wird, sind Diamantlagerstätten im Bereich des Paraguassú seltener. So wurden innerhalb der zweiten Zone im Bett des Rio Paraguassú und an einigen Stellen seiner dortigen Zuflüsse Diamanten gewaschen. Als Beispiel sei nur ein Vorkommen aus der Nähe von Bebedouro genannt. Da diese Funde von dem erstgenannten Gebiete ziemlich weit entfernt liegen, so denkt Derby, daß sie vielleicht einem jüngeren Konglomerate entstammen, welches in jener Gegend direkt auf Granit aufliegt. Weiter gestützt ist diese Annahme indessen nicht. —

Die Diamanten von Bahia, die in Händlerkreisen als „Sincorásteine“ oder „Bahias“ bezeichnet werden, haben einen geringeren Wert als die „Diamantinasteine“ von Minas Geraes. Die Form der Steine ist unregelmäßig länglich, die Farbe ist gelb, grün, braun oder rot, selten weiß. Die Größe der Steine ist meist gering. Steine von $3\frac{1}{2}$ Karat sind schon sehr selten. Etwa 30 Prozent der Gesamtproduktion soll nicht schleifbar sein.

Charakteristisch für den geschilderten Distrikt ist vor allem das Auftreten des Carbonado, der schwarzen, eigenartigen Varietät des Diamanten. Da der Weltverbrauch an Carbonado fast ausschließlich von

Bahia und speziell von den eben beschriebenen Seifen gedeckt wird, so sei in Anlehnung an Bauers Edelsteinkunde kurz folgendes mitgeteilt:

Die gewöhnliche Form des Carbonado ist die Form unregelmäßiger, runder Knollen. Kristalle sind sehr selten. Indessen sind Oktaeder, Dodekaeder und Würfel mit rauhen Flächen und abgerundeten Kanten gefunden. Die Größe dieses Minerals schwankt von der einer Erbse bis zu einem Gewichte von 700 bis 800 Karat. Durchschnittsgewicht ist 30—40 Karat. Im Jahre 1895 fand man ein Stück Carbonado von 3078 Karat oder 630 g. Dieses faustgroße Stück kann jedenfalls als Pendant zum „Cullinan“-Diamanten der Premier-Grube in Südafrika gelten. Einzelne Stücke sind deutliche Fragmente größerer Massen, andere sind infolge Reibung gestreift wie Faserkohle.

Der Glanz des Carbonado ist an der Oberfläche matt, zuweilen schwach fettig. Die Farbe ist außen dunkelgrau bis schwarz, innen meist etwas heller, mit einem Stich ins Bräunliche, Rötliche und Violette.

„Die Masse ist selten vollkommen kompakt; sie ist fast ausnahmslos mehr oder weniger stark porös, so daß sie das Aussehen eines Stückes Koks besitzt. Beim Erhitzen in Wasser werden infolge dieser Porosität zahlreiche Luftblasen ausgetrieben. Der Zusammenhang der Stücke ist meist ein fester, doch sind auch manche leicht zerreiblich. Das bei dem Zerreiben erhaltene feine Pulver besteht, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, aus sehr kleinen, selten wasserhellen, meist hellbräunlichen, halb durchsichtigen Oktaederchen echten Diamants, vielfach mit kleinen opaken Einschlüssen. Der Karbonat (= Carbonado) ist also nichts anderes als ein poröses, feinkörniges bis dichtes Aggregat von Diamantkriställchen, also nicht amorpher Diamant, wie er zuweilen fälschlich genannt wird. Er ist auch verschieden von dem schwarzen Diamant, der in regelmäßigen Kristallen von ganz kompakter Beschaffenheit an manchen Orten sich findet. Stellenweise sind manche Stücke dieses Aggregats von hellgefärbten, stärker glänzenden, kompakten, nicht porösen Streifen eigentlichen Diamants durchzogen, auch hat man beobachtet, daß eine Karbonatkugel einen kleinen, farblosen, einheitlich gebildeten Diamantkristall als Kern einschloß, der in die Karbonathülle allmählich überging, wie es auch die hellen Streifen von Diamant in die dunkle und poröse Masse des umgebenden Karbonats tun. Selten sind die Wände der Hohlräume des letzteren mit kleinen, farblosen Kriställchen von Diamant besetzt.“

Chemisch besteht Carbonado ebenso wie Diamant aus Kohlenstoff. Nur ist sein Aschengehalt etwas größer. Derselbe beträgt $\frac{1}{4}$ bis über 4 Prozent. Dana gibt für Carbonado die Zusammensetzung 97 Prozent C,

0,5 Prozent H und 1,5 Prozent O an. Nach Bauer bedarf die Anwesenheit der beiden letzten Substanzen jedoch noch der Bestätigung.

Die Härte des Carbonado ist noch größer als die des Diamanten. Er wird deshalb als Schleifmaterial und zur Besetzung von Bohrkronen verwandt. Das spezifische Gewicht ist wegen der Porosität der Stücke kleiner als beim Diamanten. —

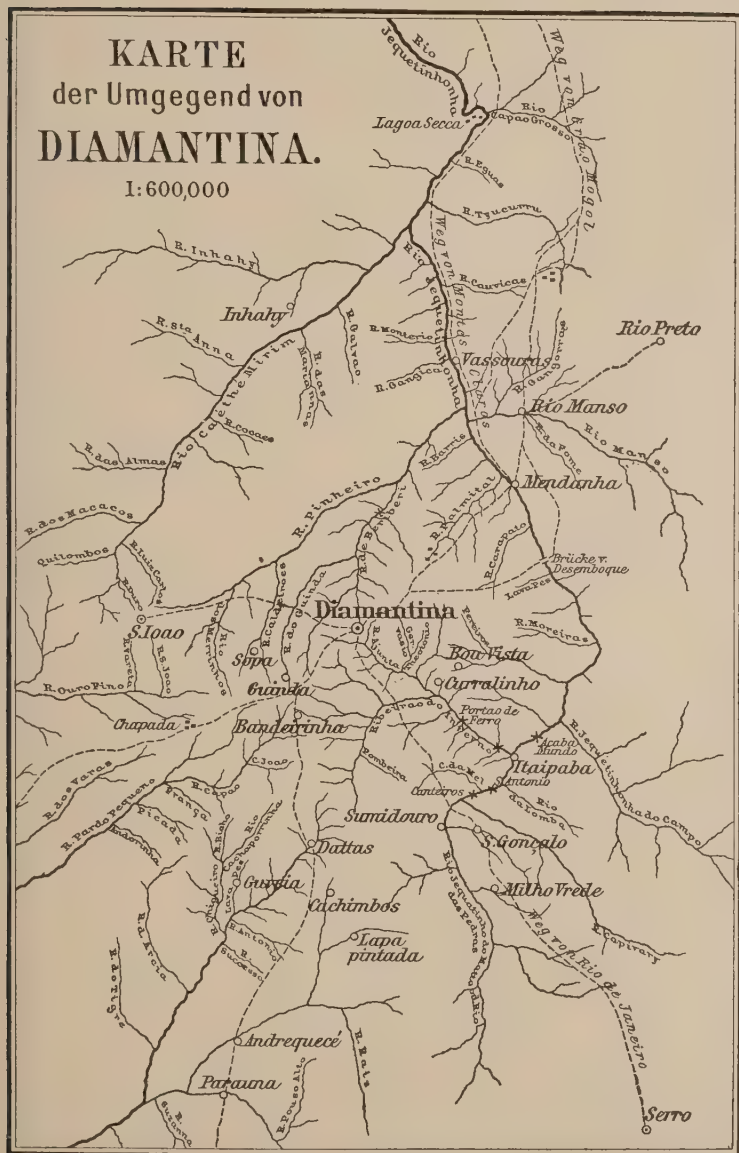
Im Süden des Staates Bahia finden sich etwa 60 km vom Meere entfernt bei Salobro im Bezirk Cannavieiras Diamantlagerstätten. Dieselben werden in den Ablagerungen des Flusses Salobro ausgebeutet. Am Rio Pardo, etwa 6 km von den Wäschern am Flusse Salobro entfernt, stehen Sandsteine und Tonschiefer mit einer zwischengelagerten Konglomeratbank an. Die Konglomerate bestehen aus abgerolltem Granitmaterial und Gneis. Die Mächtigkeit dieser ganzen Sedimentserie beträgt einige hundert Meter. Im Bette des Rio Salobro ist dieses Konglomerat an einigen Stellen aufgeschlossen, und zwar finden sich in der Nähe dieser Aufschlüsse jedesmal auch Diamantseifen. Um den Zusammenhang zwischen Konglomerat und Diamantseifen zu studieren, sammelte Derby 1½ cbm zersetztes Konglomerat, das er aufbereiten ließ. Das Resultat war der Fund eines Diamanten im Gewichte von $\frac{3}{4}$ Karat. Hiernach scheinen die Diamanten des Rio Salobro tatsächlich diesem Konglomerate zu entstammen.

Die Qualität der hier gefundenen Steine gilt als sehr gut. Sie sind rein, von schöner weißer Farbe und besitzen günstige oktaedrische Form. Ihre Entdeckung geschah 1882. —

Im Staate **Minas Geraes** kommen Diamanten in vier verschiedenen Bezirken vor, die man bezeichnen kann als die Bezirke von Diamantina (oder Serro do Frio), Rio Abaeté, Bagagem und Grão Mogol.

Das Vorkommen des Bezirkes Diamantina ist das bedeutendste. In elliptischer Form ist es in Nord—Süd-Richtung etwa 80 km lang. Es reicht von Serro im Süden bis zum Rio Caéthé Mirim im Norden. Seine Breite reicht vom Rio Jequetinhonha etwa 40 km weit nach Westen. Das ganze Gebiet liegt auf der Höhe und an beiden Seiten des nördlichen Endes der Serra do Espinhaço. Auf dem Plateau dieser Serra liegt, etwa 1200 m hoch, die Hauptstadt Diamantina, die vor Entdeckung der Diamanten den Namen Tejuco führte. (Fig. 34.)

Die Diamanten finden sich in diesem Gebiete sowohl auf der Höhe des Plateaus als auch in den Tälern der Flüsse. Das reichste Vorkommen ist das des Rio Jequetinhonha und seiner beiden Quellflüsse, die an der Serra do Itambe entspringen. Er führt mitsamt seinen Nebenflüssen Diamanten von der Quelle bis zum Orte Mendanha. Die Namen einiger



Figur 34. (Nach Bauer.)

Fundorte, nach den entsprechenden Wasserläufen benannt, sind: Ribeirão do Inferno, Rio Pinheiro, Rio Caéthé Mirim; Rio Arassuahy; Rio Capivary, Rio Manso; Rio das Dattas, Rio do Ouro Fino, Rio do Parauna, Ribeirão do Coxoeira; Rio Pardo Pequeno. Durch eine diamantfreie Zone von diesem Vorkommen getrennt liegen im Nordwesten von Diamantina die Ablagerungen des Rio Jequetahy und die der Serra de Cabrol; während weit im Süden, bei Cocaës, etwa 50 km nördlich Ouro Preto ebenfalls Diamanten in geringer Menge gefunden sind.

Die Serra do Espinhaço, das wichtigste Gebirge jener Gegend, besteht aus steil aufgerichteten Sedimenten des Kambrium und Silur, vor allem aus Itabirit, glimmerigem Quarzit, Itacolumit und quarzarmem Phyllit. Diese alten Sedimente werden von Diabasen und Gabbros an mehreren Stellen durchbrochen. Diskordant überlagert werden diese Schichten von Konglomeraten und Sandsteinen. Diese jüngeren Sedimente sind als das Muttergestein der Diamanten von Diamantina zu betrachten. Abbauwürdige Lagerstätten sind aber erst durch Zerstörung und natürliche Aufbereitung dieser Schichten entstanden. Die Diamanten werden daher ausschließlich in Seifen gewonnen.

Unter den Seifen kann man je nach ihrer Höhenlage drei verschiedene Typen unterscheiden, erstens Ablagerungen der jetzigen Flußläufe; zweitens solche früherer Flußläufe und drittens Ablagerungen auf der Höhe des Plateaus. Letztere können sowohl durch Wassertransport fortbewegt, demnach auch alluvial sein, oder sie sind liegengebliebene Verwitterungsprodukte des Untergrundes, also eluviale Produkte. Infolge ihrer gemeinsamen Entstehung treten alle diese Ablagerungen örtlich vereint auf.

Den zufälligen Begleitmineralien der Diamanten darf in den Lagerstätten von Diamantina eine genetische Bedeutung nicht beigelegt werden. Als derartige konstante Begleiter seien genannt: Quarz, Rutil, Anatas, Brookit, Eisenglanz, Xenotim, Monazit, Turmalin. Fast vollständig fehlt dagegen Korund. An einzelnen Stellen wird auch Gold und etwas Platin gefunden.

Die angeführten Mineralien dienen den Edelsteinsuchern vielfach als Leitmineralien, da der Diamant niemals ohne diese Mineralien auftritt, während aber umgekehrt die betreffenden Mineralien ohne Diamant oft gefunden werden. Das zufällige gemeinsame Auftreten aller dieser Mineralien ist natürlich durchaus nicht auf eine gemeinsame Entstehung, sondern nur auf ihre Widerstandskraft gegenüber den Agentien der Zersetzung und auf ihr hohes spezifisches Gewicht zurückzuführen, das bei der natürlichen Aufbereitung ja die Hauptrolle spielt.

Die wichtigsten der Diamantvorkommen von Diamantina finden sich in den jungen Ablagerungen der heutigen Flüsse. Sie sind hier gebunden an die untersten, meist mit Ton gemengten Schichten, welche den Namen Cascalho führen. Sind diese Schichten durch ein eisenschüssiges Bindemittel verkittet, so bezeichnet man sie als Tapanhoacanga oder kurz Canga.

Der Cascalho lagert ausschließlich am Boden der Flußablagerungen direkt auf anstehendem Gestein, besonders in natürlichen Vertiefungen, wie Rinnen und Strudeltöpfen. Überlagert wird er von diamantfreien Flußablagerungen, dem sogenannten wilden Cascalho, dessen Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis zu 30 m betragen kann.

Die in diesen rezenten Flußablagerungen gefundenen Diamanten sind kleiner als die Diamanten des Plateaus. Sie zeigen alle Spuren starker Abrollung, die flußabwärts zunehmen sollen. Ebenso soll auch die Größe der Diamanten talabwärts immer mehr abnehmen, bis schließlich die Diamanten vollständig verschwinden.

Die älteren Ablagerungen der diamantführenden Flüsse sind auch oft abbauwürdig. Sie finden sich terrassenförmig an beiden Talseiten des Flusses in verschiedenen Höhenlagen oft in mehreren Terrassen übereinander. Die Diamantführung tritt in diesen Schotterablagerungen ähnlich auf wie in den eben besprochenen rezenten Ablagerungen. Der Cascalho wird nur an den Gehängen meist noch von einer dicken Schicht feineren, mit Ton gemengten Sandes unterlagert. Diese Schicht führt ebenfalls Diamanten. Sie geht ohne scharfe Grenze in den überlagernden Cascalho über. Lokal ist sie unter dem Namen „Barro“ bekannt. Die Menge der Diamanten ist in diesen älteren Ablagerungen aber geringer als im jetzigen Flußbette. Die Diamanten selbst sind indessen größer und weniger abgerollt.

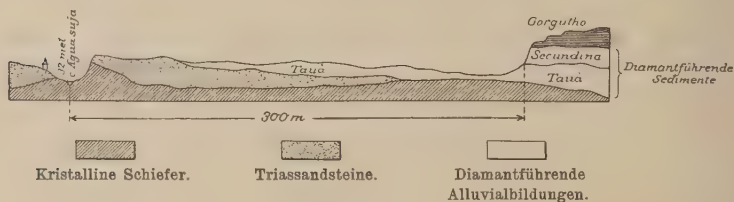
Auf den Plateauablagerungen endlich findet man Diamanten in einer roten, mehr oder weniger tonigen Erde, welche zahlreiche grobe, eckige Brocken des umgebenden und unterlagernden Gesteins enthält. Diese Ablagerungen werden „Gorgulho“ genannt. Die Menge der Diamanten ist in diesen Plateauablagerungen am geringsten, ihre Größe aber am bedeutendsten. Mehrere Gruben bauen diese Vorkommen noch heute ab. —

Andere Diamantfunde liegen im äußersten Norden des Staates Minas Geraes bei Grão Mogol im Bezirk Minas Novas, etwa 350 km nordöstlich Diamantina, am linken Ufer des Jequetinhonha. Außer im normalen „Gorgulho“ kennt man hier auch Diamanten, die in einem festen, konglomeratischen Sandstein mit viel grünem Glimmer auftreten. Diese Sandsteine sind jünger als der Itacolumit. Das feste Gestein wurde früher zum Zwecke der Diamantengewinnung gesprengt und verarbeitet. —

Im äußersten Westen des Staates Minas Geraës liegen ziemlich isoliert von den anderen Lagerstätten die Vorkommen von Bagagem. Dieselben lagern hier im sogenannten Triangulo Mineiro. Sie reichen aber auch noch in die angrenzenden Staaten Sao Paulo und Goyaz hinüber. Diamanten werden in diesem Gebiete nur in geringer Menge gefunden. Ihre Verbreitung ist nach Hussak etwa folgende:

- a) Im Norden des Staates Sao Paulo: Franca, Patrocinio de Sapucahy, Dolores de Atterado, Canôas, Ituveráva u. a. O.
- b) Im Triangulo Mineiro: Rio das Velhas, Sacramento, Agua Suja, Bagagem, Rio Dourados und Douradinhos, Rio Paranahyba u. a.
- c) Im Süden von Goyaz: Rio Verissimo.

Der geologische Aufbau des Triangulo Mineiro ist ziemlich einfach und einförmig. Auf teilweise steil aufgerichteten kristallinen Schieferen, Amphiboliten, Gabbros und Diabasen liegen diskordant rote harte Sandsteine, welche der Trias zugesprochen werden und lokal den Namen



Figur 35.

Profil von „Agua Suja“. (Nach H. Porcheron.)

„grês de Botucatu“ führen. Dieselben enthalten Gänge und Decken eines aphanitischen, olivinarmen Diabases. Nur im Süden von Goyaz fehlen triassische Sandsteine vollkommen.

Topographisch kann das ganze Gebiet als ein typisches Tafelbergland bezeichnet werden. Die Oberfläche desselben ist meist mit einer selten bis zu 2—3 m mächtigen Decke von „Canga“ oder „Gorgulho“ bedeckt, auf welche bei Besprechung der Lagerstätten von Diamantina schon näher eingegangen war. Diese Geröll- und Sandablagerungen, oft nur Verwitterungsprodukte der unterlagernden Gesteine, sind häufig zu einem harten Konglomerat verbacken. Von Eruptivgesteinen enthalten diese Ablagerungen Fragmente von Diabas und Gabbro. Als genetisch wichtiges Gestein betrachtet Hussak unter den Fragmenten und Geröllen dieser Konglomerate vor allem Reste von Titanmagnetit-Eisenerz, die er als magmatische Ausscheidungen foyaitischer Eruptivgesteine deutet. Auf dieselben sei im folgenden kurz eingegangen.

In der Diamantgrube Agua Suja bei Bagagem hat man zuunterst die roten, triassischen (?) Sandsteine des Normalprofils, welche mit flachem nach SO gerichteten Fallen auf zersetztem Glimmerschiefer und Amphiboliten diskordant lagern. Auf diesen Sandsteinen ruhen direkt die diamantführenden Sedimente. Dieselben beginnen mit der sogenannten Tauà, einem tonigen Konglomerat von 7 bis 8 m Mächtigkeit. Dasselbe enthält zahlreiche abgerundete Blöcke von Diabas, scharfkantige, kaolinierte Blöcke von pegmatitischem Granit, Stücke von Sandstein, Turmalinbrocken und „besonders reichliche Geschiebe des Titanmagneteisens, das hellbraune Flecken und Durchschnitte zersetzter würfelig Perowskitkristalle, in Dünnschliffen noch mit Resten frischen Perowskits, enthält. Seltener sind Rutil und Titanoxyd-Favas¹⁾ (sog. Bagageiras), die im Rio Bagagem so häufig sind“ (Hussak). In den Waschrückständen der diamantreichen Tauà findet man zudem noch zahlreiche Mineralien zerstörter Granite und Glimmerschiefer mit viel schwarzem Turmalin, selten Almandin, sehr selten edlen Rubin, edlen Zirkon, Chrysoberyll usw. Außerdem findet man aber auch einen würfeligen Pyrop, der nach Hussak mit großer Wahrscheinlichkeit einem Pyroxenit- oder Olivingestein entstammt.

Die Diamanten dieser „Tauà“ sind meist kleine, minderwertige Steine, vielfach in Würfelform und reich an Ätzhügel und Gruben auf den Würfelflächen. Ihre Farbe ist aschgrau bis schwarz, weshalb sie häufig mit Unrecht als „Carbonado“ bezeichnet werden. Größere, blauweiße Steine werden seltener gefunden. Die Diamanten liegen eingebettet in dem verkittenden, lehmigen Bindemittel dieser Konglomerate, welches etwa 20 Prozent ausmacht.

Überlagert wird der „Tauà“ von einer dünnen Sedimentschicht, der sog. „Estrellado“, welche aus eckigen, zersetzten Pegmatit- und Diabasbrocken besteht. Hierauf folgt die sog. „Secundina“, eine meist sehr harte, feinkörnige Sedimentschicht, die aus demselben Materiale besteht wie die unterlagernde Tauà. Sie ist wenig mächtig, führt aber Diamanten. Bedeckt wird die „Secundina“ von jüngsten Alluvialablagerungen, dem sog. „Gorgulho“. Derselbe ist von dunkelbrauner Farbe, ähnlich der „terra rossa“. Er führt, wenn auch selten, Diamanten.

Das genetisch wichtigste Gestein der Ablagerungen von Agua Suja erblickt Hussak in dem Titanmagneteisenstein, dessen mineralogische Bestandteile sich in fast allen Seifen dieser Gegend finden. Es sind dies vor allem die Mineralien: Titanmagneteisen, Titanoxyd („bagageiras“),

¹⁾ Favas bedeutet Bohnen. Man unterscheidet Phosphat-Favas und Titanoxyd-Favas. Die abgerollten Turmalingeschiebe nennt man „Feijao“.

Pyrop und Perowskit. Von Hussak wird das reichliche Vorkommen von Pyrop und Perowskit nun in Beziehung gebracht zu den Kimberlitgesteinen Südafrikas. Anstehend aufgefunden wurde dieser Titanmagneteisenstein bei Catalao im Staate Goyaz. Dieses anstehende Gestein wurde von Hussak beschrieben und als ein dem Jacupirangit gleiches magmatisches Ausscheidungsprodukt eines foyaitischen Magmas gedeutet.

Zudem hat man in Uberaba (Triangulo Mineiro) tuffähnliche Gesteine gefunden, die mit diesen Titanmagneteisensteinen in Zusammenhang zu stehen scheinen. Unter einer konglomeratischen Schicht, die aus Brocken von Sandstein, Granit, Glimmerschiefer u. a. zusammengesetzt ist, lagert bei Uberaba eine grünliche (von Chrom herrührend) quarzfreie Schicht. „Dieses Gestein führt alle Gemengteile wie der Magneteisenstein von Catalao, so: Titanmagnetit, Perowskit, Granat, Pyroxen, einen anomitähnlichen Magnesiaglimmer, Apatitkörner, kurzum Gemengteile, die Jacupirangiten (Ijolithen) angehören“ (Hussak). Olivin konnte in diesem Gestein nur in Form von Pseudomorphosen (Calcit nach Olivin) nachgewiesen werden. Auf Grund dieses Mineralbestandes beschreibt Hussak dieses Gestein als eine tuffartige Ausbildung des Magnetit-Pyroxenites von Catalao. Die Frage, ob der Diamantgehalt der Seifen und Konglomerate des Triangulo Mineiro mit diesen Magnetitgesteinen zusammenhängt, muß aber immer noch als eine offene betrachtet werden. —

Im Staate **Paraná** lagern in ähnlicher Weise wie in Minas Geraes Diamanten zusammen mit Gold im Flußgebiet des Rio Tibagy, welcher in den Rio Parapanema fließt, einem Nebenfluß des Paraná. Die diamantführenden Schichten liegen hier teils im Bette der heutigen Flüsse, besonders in natürlichen Vertiefungen des Flußuntergrundes, teils in den Schotterablagerungen am Gehänge der Täler und auf dem Plateau.

Auch im Staate **Matto Grosso** sind Diamanten zusammen mit Gold bis zur bolivianischen Grenze hin in mehreren Flüssen gefunden worden. Die meisten Steine hat man im Quellgebiet des Paraguay und seiner Nebenflüsse, vor allen im Rio Cuyabá gemacht. Die jetzige Diamantengewinnung in den beiden zuletzt genannten Staaten ist aber verschwindend gering. —

Über die Beschaffenheit der brasilianischen Diamanten läßt sich im allgemeinen kurz folgendes sagen: Die Größe der Diamanten ist sehr gering. Steine von $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ Karat sind häufig, solche von 1 bis 5 und 6 Karat sind selten, größere noch seltener. Im Jahre 1906 wurde im Rio Verissimo des Staates Goyaz der größte brasilianische Diamant von ca. 300 Karat entdeckt, leider aber zerbrochen. Bis dahin galt der „Stern des Südens“, welcher Mitte des vorigen Jahrhunderts bei Bagagem

gefunden wurde, als der größte. Derselbe wog roh 254½ Karat. Die Kristallform der brasilianischen Diamanten ist sehr abwechslungsreich, auch an den verschiedenen Fundorten sehr verschieden. Zwillinge von Rhombendodekaedern sind häufig, solche von Oktaedern selten. Unregelmäßige Verwachsungen von Diamanten sind oft zu finden. Ein großer Teil der gefundenen Kristalle muß als „Bort“ bezeichnet werden, d. h. als eine unregelmäßige kugelige Verwachsung zahlreicher Diamant-Individuen. Der einzelne Diamant ist an der Oberfläche rauh oder glatt, durchsichtig oder undurchsichtig. Er ist meist vollkommen farblos (ca. 40 Prozent); der Menge nach folgen mattweißlich und grünlich gefärbte Steine. Selten sind die Farben: gelb, rot, braun, grün, grau, schwarz, sehr selten blau. Der Qualität nach lassen sich die brasilianischen Bezirke, beim besten angefangen, etwa in folgender Weise klassifizieren: 1. Bagagem, 2. Canavieiras, 3. Diamantina, 4. Cincorá. —

Über die brasilianische Diamantenproduktion gibt eine Tabelle Auskunft, welche von M. Bauer nach Angaben von v. Eschwege und Hussak zusammengestellt ist:

1730—1740	200 000 Karat
1740—1849	9 887 098 „
1850—1852	430 000 „
1852—1862	1 915 200 „
1862—1866	763 402 „
1866—1903	1 917 331 „
1903—1907	206 956 „
<hr/>	
Summa bis 1907	15 316 987 Karat.

Aus der Geschichte der Diamantenproduktion Brasiliens sei nur mitgeteilt, daß die ersten Diamanten um das Jahr 1725 in der Gegend von Tejuco, dem heutigen Diamantina, gefunden wurden. Dieselbe Gegend hat bis zum heutigen Tage noch ihre Bedeutung behalten. Als zweites wichtiges Produktionsgebiet kommt neben den verschiedenen Vorkommen des Staates Minas Geraes heute nur noch Bahia in Betracht.

Die Diamantvorkommen in Guayana.

In Britisch-Guayana¹⁾ kennt man Diamantseifen in drei Gegenden:

¹⁾ M. Bauer, Edelsteinkunde, II. Aufl. Leipzig 1909. — Rothwell, The Mineral Industry 1900. S. 301. New York 1901. — Kunz, U. S. Geol. Survey, Ann. Rep. (1894.) Washington 1895, 4, 597.

1. Im Nordwesten am Oberlauf des Barima zwischen dem Jumbo und dem Five Star Creek.

2. Südlich hiervon im Gebiet des oberen Mazaruni und dessen Nebenflusses Putareng.

3. Östlich hiervon im Gebiet des Potaro, eines linken Nebenflusses des Essequibo.

Geologische Einzelheiten über das Auftreten der Diamanten an diesen Orten sind nur wenig bekannt. Besonders über den zuerst genannten Fundpunkt fehlen alle näheren Nachrichten.

Die wichtigsten Abbaue befinden sich in den an zweiter Stelle genannten Tälern des Mazaruni und Putareng. Anstehendes Gestein ist hier in erster Linie Granit und Gneis, die von Diabasen und ähnlichen Gesteinen durchsetzt werden. Die alluvialen Ablagerungen zeigen folgendes Profil. Zuerst lagern weiße Quarzsandschichten von 50 cm Mächtigkeit. Hierauf folgt eine dicke Lage gelben, sandigen Tones, mit durch Eisenoxyd verkitteten Sand- und Kiesschmitzen. Die letzteren führen bisweilen kleine Diamanten. Hierunter lagert 2 m Ton, der nach unten zu immer sandiger wird und hier auch größere Gesteinsbrocken enthält. Diese abgerollten oder eckigen Gesteinsfragmente können durch ein Bindemittel verkittet sein.

Zusammen mit diesen Geschieben findet sich Ilmenit, Turmalin, Ceylanit, Topas und Korund (Sapphir). Dieser tiefgelegene Kies enthält auch die abbauwürdigen Diamanten. Dieselben werden aus ihm durch Waschen gewonnen.

Die ersten Diamanten dieses Gebietes wurden zufällig beim Goldwaschen am Putareng im Jahre 1890 entdeckt. Bis zum Jahre 1902 sollen 172844 Diamanten im Gewichte von 11718 $\frac{1}{8}$ Karat gefunden sein. Es würde nach dieser Berechnung die Durchschnittsgröße der Steine sehr klein sein und nur $\frac{1}{16}$ Karat betragen. Der Wert pro Karat betrug 1900 nach Rothwell 50,40 Mark. —

In den Goldwäschereien des Omaiflusses, eines kleinen Nebenflusses des Essequibo, wurden ebenfalls Diamanten entdeckt. Das Hauptgestein der Gegend soll Dolerit und Diabas sein. Die Diamanten sind in der Regel klare und farblose Oktaeder, selten rosa, grün und hellgelb gefärbt. —

In Holländisch-Guayana sind Diamanten beim Goldgraben im Mindreneti-Distrikt vorgekommen, zwischen dem Surinam- und Paramacafluß. Auch in Französisch-Guayana sind vereinzelt Diamanten gefunden.

Die Diamantvorkommen in den Vereinigten Staaten von Nordamerika.

In den Vereinigten Staaten von Nordamerika¹⁾ sind an mehreren Stellen Diamanten gefunden. Die Bedeutung dieser Funde für den Weltmarkt ist jedoch sehr gering. Am bekanntesten sind die Funde in folgenden vier Distrikten:

1. Südöstlich des Alleghaniesgebirges zwischen den Staaten Virginia und Georgia.
2. Westlich der Sierra Nevada und des Kaskadengebirges in den Staaten Californien und Oregon.
3. Das Seengebiet.
4. Arkansas.

Im südöstlichen Teile der **Alleghanies** sind an verschiedenen Orten Diamanten gefunden. Dieselben lagern hier alle auf sekundärer Lagerstätte. Sie entstammen wahrscheinlich ultrabasischen Eruptivgesteinen, welche zahlreich den kristallinen Gesteinen des Appalachegebirges zwischenlagert sind. Der größte der hier gefundenen Diamanten ist der 23,75 Karat schwere „Dewey“, welcher im Jahre 1855 bei Manchester, Virginia, entdeckt wurde. Andere Fundpunkte von Diamanten südöstlich der Alleghanies sind: Burke, Rutherford, Lincoln, Mecklenburg, Franklin, Mc. Dowell, sämtlich in Nord-Carolina (sog. Piedmont-Region) gelegen; ferner Habersham, White, Banks, Lumpkin, Hall, Forsyth, Gwinnett, Cobb, Clayton, Bartow, Carrol und Haralson in Georgia. Auch in Tennessee (z. B. Knoxville) und Kentucky im Westen des genannten Gebirgszuges sind einige Diamanten gefunden. Desgleichen in Alabama (Shelby County).

In **Californien-Oregon** treten Diamanten als seltene Begleiter des Goldes in älteren Goldseifen auf, alten Flußablagerungen der Tertiärzeit, welche unter einer jungen Lavadecke vergraben sind. In der Nähe

¹⁾ G. F. Kunz, *Gems and precious stones of North-America*. New York 1890. Enthält eine eingehende Beschreibung der verschiedenen Diamantfunde im Gebiet der Vereinigten Staaten von Nordamerika. — W. H. Hobbs, *Diamondiferous Deposits in the United States, The Mineral Industry*. 1900. S. 301 ff. New York 1901. — W. H. Hobbs, *Emigrant Diamonds in America. Annual Report of the Smithsonian Institution*. S. 359 ff. Washington 1902. — G. F. Kunz, *Precious Stones in the United States in 1901*. Eng. und Mining Journ. 1902. S. 38. — A. H. Purdue, *A new discovery of Peridotite in Arkansas. Economic Geology* III. S. 525 ff. 1908. — Vgl. auch: *American Jour. Sci. Series 3. Vol. XXXVIII*. 1889. S. 50 und *Geolog. Survey of Arkansas Vol. II*. 1890. S. 378 und 389. — G. F. Kunz, und H. S. Washington, *Diamonds in Arkansas. Trans. of the Am. Inst. of Mining Eng. XXXIX*. S. 169 ff. New York.

dieser Fundplätze finden sich stets Serpentine, mit welchen wohl die Diamanten genetisch zusammenhängen. Als Diamantenfundplätze werden in Californien genannt: Eldorado, Amador, Nevada, Butte, Trinity, Del Norte. Der erste Diamant dieser Gegend wurde 1850 gefunden. Er war zugleich der erste Diamant aus dem Gebiete der Vereinigten Staaten von Nordamerika.

Im **Seengebiet** sind an weit voneinander entfernten Stellen der Staaten Wisconsin, Michigan und Ohio 17 oder mehr Diamanten gefunden. Dieselben lagern hier in fluvioglazialen Schottern oder in Moränenmaterial. Sie liegen demnach auf sekundärer Lagerstätte. Ihre Heimat ist nach Hobbs¹⁾ östlich der James-Bai in Canada zu vermuten. Die gefundenen Diamanten sind alle verhältnismäßig groß, im Gewichte von 2,06—21,25 Karat. Als Fundpunkte seien genannt: Plum Creek, Pierce County; Oregon, Dane County; Eagle, Waukesha County; Kohlsville, Washington County; Saukville, Ozaukee County; Burlington, Racine County; sämtlich im Staate Wisconsin. Ferner in Michigan: Dowagiac, Cass County; in Ohio: Milford, Clermont County.

Hieran anschließend sei erwähnt, daß auch in Idaho in den dortigen Goldseifen mehrere kleine Diamanten gefunden sind. Aus Montana erwähnt Kunz²⁾ einen kleinen Diamant-Oktaeder, der von Blackfoot, Deer Lodge County, stammt. In Indiana kommen Diamanten am Gold Creek, Morgan County vor.

Von großer wissenschaftlicher Bedeutung sind die Diamantvorkommen von **Arkansas**. Dieselben liegen bei Murfreesboro, Pike County (Fig. 36).

Die Diamanten von Murfreesboro liegen auf primärer Lagerstätte. Das Gestein, in welchem die Diamanten vorkommen, ist ein glasiger Peridotit, welcher in Form eines Stockes die karbonischen und cretaceischen Quarzite und Sandsteine dieser Gegend durchbrochen hat. In Verbindung mit diesem Peridotit stehen mehrere kleine Eruptivgänge, welche das Nebengestein und den Eruptivstock durchsetzen. Die Füllmasse dieser Eruptivgänge ist ebenfalls Peridotit. Die obersten Teile aller dieser Gesteine sind erodiert und werden heute von tertiären Konglomeraten (Lafayetteformation) bedeckt, wodurch sich das ungefähre Alter dieser „Pipe“-ähnlichen Eruptivmassen bestimmen läßt.

Der diamantführende Peridotit von Arkansas ist ein hartes, porphyrisches, dunkelgrünes bis braunschwarzes Gestein. Bei mikroskopischer Betrachtung erkennt man zahlreiche Olivin- und einige Biotitkristalle, welche ein-

¹⁾ Journal of Geology. Vol. VII. S. 375—388. 1899.

²⁾ „America“. S. 30—31. 1883.

gebettet sind in einer Grundmasse von Augit, Perowskit, Magnetit und reichlich gelblichem bis farblosem Glase. Die Olivine sind mehr oder weniger serpentinisiert, die Glasgrundmasse ist häufig zersetzt. Im Gegensatz zu den petrographisch eng verwandten Kimberliten Südafrikas fehlten aber Einschlüsse in diesem Gestein vollkommen. Durch Verwitterung ist der obere Teil des Eruptivgesteins in „Green Ground“ und „Yellow Ground“ umgewandelt, entsprechend dem „Blue Ground“ und „Yellow Ground“ Südafrikas. Diese Zersetzungszone ist etwa 12 m



Figur 36.

Geologische Karte der Diamantvorkommen in Arkansas.
(Nach A. H. Purdue.)

tief. Hierunter folgt dann das mehr oder weniger kompakte frische Gestein. Mehrere Bohrlöcher, deren größtes 60 m tief war, sind in dem Gestein niedergebracht.

Der Ausstrich des Peridotitstockes von Murfreesboro hat die Form einer Ellipse, deren Radius 72 und 54 m beträgt. Die Oberfläche des Ausstriches wird auf 40 Acker¹⁾ geschätzt.

¹⁾ 1 Acker = 4046,7 qm.

Die ersten Diamanten wurden am 1. August 1906 gefunden. Bis Mai 1908 waren mehr als 200 Diamanten in diesem Gebiete gefunden, darunter einige, die noch fest im Gestein eingeschlossen waren. Die Qualität dieser Diamanten ist gut. Zum großen Teil sind es klare, farblose Steine ohne jede Fehler.

Die Diamantlagerstätten Australiens.

In **Neu-Süd-wales**²⁾ finden sich Diamanten im Flußgebiet des Macquarie westlich und nordwestlich von Sydney; sodann aber auch im Flußgebiet des Gwydir, ganz im Nordosten der Kolonie. An allen diesen Stellen wird der Diamant begleitet von Gold, im Norden auch von Zinn. Er lagert, wie Gold und Zinn, hier innerhalb alter Flußablagerungen, welche der Pliocänzeit angehören. Überlagert werden diese Schotter häufig von mächtigen Basaltdecken. Die Mächtigkeit der Schotter schwankt sehr. Sie kann von wenigen Decimetern bis zu 21 m betragen. An einzelnen Stellen sind die Schotter durch ein mangan- und eisenhaltiges Bindemittel zu einem festen Konglomerate verkittet. (Fig. 37.)

Im Flußgebiet des Macquarie und vor allem seines Nebenflusses, des Cudgegong, wurden die ersten größeren Aufschlußarbeiten 1869 begonnen, jedoch ohne besondere Erfolge. Als Fundpunkte von Diamanten seien in dieser Gegend genannt: Rocky Ridge, Jordans Hill, Horse-Shoe Bend und Hassalt Hill. Am Cudgegong lagern die diamantführenden Schotter auf senkrecht aufgerichteten Sedimentgesteinen (Obersilur?), welchen viele Grünsteine zwischengelagert sind. Die Schotter erheben sich bis zu 12 m über den heutigen Wasserspiegel und sind bisweilen weit vom jetzigen Flusse entfernt. Überlagert werden sie von säulig abgesondertem Basalte.

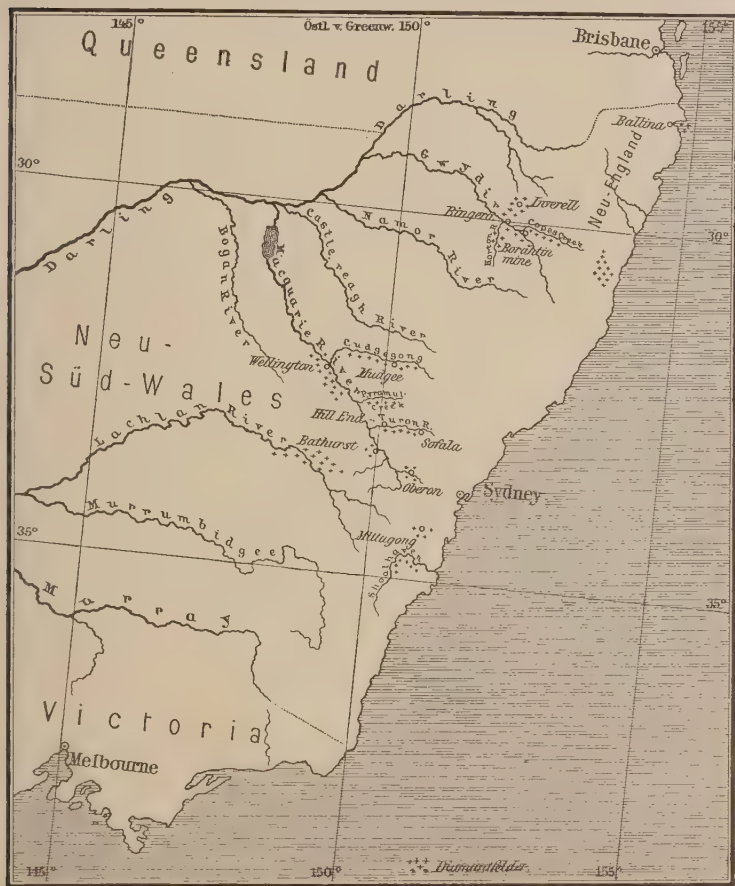
Die Durchschnittsgröße der Diamanten dieses Gebiets ist $\frac{1}{4}$ Karat. Ihre Farbe ist wasserhell, gelb, hellgrün und braun bis schwarz. Die Diamanten sind vielfach stark abgerollt. Als Begleitminerale findet man unter anderem Zinnstein, Körnchen von Osmium-Iridium und Gold. —

Dem oben geschilderten Vorkommen ganz entsprechend ist das Auftreten des Diamanten im Flußgebiet des Gwydir. Der Diamant ist hier entweder von Gold, wie im Westen bei Bingera, oder von Zinnstein, wie bei Inverell und Tingha, begleitet. Das Hauptgestein der Gegend ist Granit, daneben auch karbonischer Schieferton. Auf diesen lagern die

²⁾ G. W., Card, An Eclogite-bearing Breccia from the Bingera Diamond Field. Records of the Geol. Survey of New South Wales. 1902. S. 29ff. — J. Allan, Thomsen, The Diamond Matrices of Australia. Geol. Magazine, V. Vol. VI. November 1909. S. 492ff. — M. Bauer, Edelsteinkunde, II. Aufl. Leipzig 1909.

pliocänen Schotter, welche die Diamanten führen und wie am Macquarie von jüngeren Basalten bedeckt sind.

Die Diamant-Goldseifen von Bingera liegen etwa 12–14 km südlich



Figur 37.

Karte der Diamantvorkommen in Neu-Süd-Wales. (Nach M. Bauer.)

dieser Stadt im Tale des Horton River. In isolierten Partien finden sich hier in einem 7 km breiten Tale 60–70 cm mächtige Ablagerungen von Sand und Ton. Als charakteristischer, aber zufälliger Begleiter des Diamanten wird vor allem schwarzer Turmalin genannt.

Die etwa zur Hälfte farblosen und strohgelben Diamanten der Umgegend von Bingera sind sehr klein. Nach Bauer enthält eine Tonne der Sande und Tone im Durchschnitt 20 Steine, und soll ein Vorrat von 1680 Stück nur ungefähr 140 Karat gewogen haben. —

Etwa 68 km nordöstlich von Bingera sind bei Inverell in den dortigen Zinnseifen ebenfalls Diamanten in größerer Menge gefunden. Diamantführend in dieser Gegend sind überhaupt die meisten Zinnsande am Cope's-Newstead-, Vegetable- und Middle Creek.

Südlich von Inverell liegen bei Copeton im Tingah-Bezirk mehrere kleine Hügel, welche unter einer Kuppe von Basalt Sand und Kies mit Zinnstein und Diamant, aber wenig Gold führen. Bekannt ist Boggy Camp am Big River. Im Jahre 1898 wurden hier etwa 15 000 Karat gewonnen.

An allen diesen Plätzen liegen die Diamanten auf sekundärer Lagerstätte. In der Nähe von Copeton am Oakey Creek hat man aber auch zwei Diamanten im anstehenden Gestein auf primärer Lagerstätte gefunden. Auf dasselbe sei seines großen wissenschaftlichen Interesses wegen kurz eingegangen.

Am Oakey Creek durchsetzt Diabas gangförmig einen Granit. Der Diabas wurde zuerst als Dolerit¹⁾, später als Hornblende-Diabas²⁾ beschrieben. Der Fund zweier Diamanten in diesem Gesteine ist sicher verbürgt. Mikroskopisch zeigt das Gestein die Zusammensetzung: Labrador, Pyroxen, Ilmenit und Chlorit (Thomson), nach andern Forschern auch Hornblende (David). Eine chemische Analyse des Gesteins ergab nach Thomson folgende Werte:

Si O ₂	50,43		87,31
Ti O ₂	0,82	Na ₂ O	2,47
M ₂ O ₃	14,72	K ₂ O	1,23
Cr ₂ O ₃	0,02	H ₂ O —	3,82
Fe ₂ O ₃	2,90	H ₂ O +	3,89
Fe O	4,59	C O ₂	1,67
Mn O	0,03	P ₂ O ₅	0,22
Mg O	6,67	S O ₃	0,01
Ca O	7,13	V ₂ O ₅	0,03
	<hr/>		<hr/>
	87,31		100,65

Spez. Gew. = 2,58. — Spuren von Sr O, Zr O₂ und Cl.

In den Konzentraten des Gesteines fand man bei Waschversuchen Plagioklas, Eisenerz, Pyroxen, ferner Calcit, Pyrit, Quarz, Turmalin, Augit

1) E. F. Pittman, Ann. Rep. Dept. Mines, N. S. W., for 1904. S. 137 (1905).

2) T. E. David, Sydney Morning Herald January 19. und 26. 1907.

und Granat. Während die drei erstgenannten Mineralien wohl dem Gestein angehören, können die zuletzt genannten Mineralien mitgerissene Bestandteile des Nebengesteines (Granit) sein.

An anderen Orten als am Oakey Creek sind Diamanten auf primärer Lagerstätte bisher noch nicht in Australien gefunden. Erwähnenswert sind aber noch einige Gesteine, welche in der Nähe einiger Diamantseifen auftreten und in ihrer mineralogischen Zusammensetzung an die Kimberlite Südafrikas erinnern.

Genannt sei hier an erster Stelle ein Gestein am Ruby Hill, etwa 15 km südlich Bingara in Neu-Südwesten. Dieser nur etwa 25 m hohe Hügel hat seinen Namen von den dort zahlreich vorkommenden Granaten erhalten. Er besteht auf der einen Seite aus karbonischen Tongesteinen, welche von einem Felsitgang durchsetzt werden. Auf der anderen Seite findet man vulkanische Agglomerat mit hindurchsetzenden Basaltgängen. Diese Agglomerate und Basalte enthalten Knollen, welche aus Granat, Anorthit und Diopsid bestehen und demnach als Eklogitknollen bezeichnet werden können. Unter dem Mikroskop erkennt man unter den Bestandteilen dieser Knollen in geringerer Menge auch noch Cyanit. Chrom ist in diesen Knollen auch nicht in Spuren nachweisbar. Dagegen enthält der Diopsid Spuren von Vanadium. Die Knollen innerhalb der Basaltgänge sind als fremde Einschlüsse zu betrachten, welche dem Agglomerat entstammen.

Ein anderes Gestein, welches einige Ähnlichkeit mit Kimberlit aufweist, steht 35 km südwestlich von Delegate¹⁾, bei Snodgrass in Neu-Südwesten, an, ganz nahe der Grenze von Viktorien. Silurische Schiefer, Sandsteine und jüngere Granite werden hier von einem Gestein durchsetzt, welches in einer Serpentingrundmasse eckige Fragmente verschiedener Gesteine und Eklogitknollen führt. Diamanten sind aber bisher weder in diesem Gestein noch in der Nähe dieses Platzes gefunden. —

Im sonstigen Australien sind Diamanten sehr selten. So sind in **Queensland** einige Diamanten am Palmer River und Gilbert River gefunden. In **Südaustralien** lieferten die Goldseifen von Echunga, 34 km südöstlich von Adelaide, Diamanten. In **Viktoria** kennt man diese Edelsteine im Owens- und Arena-Goldfelde sowie im Beechworth-Distrikt. Auch am Mt. Kingston und in der Gegend von Melbourne sollen Diamanten gefunden sein. In **Westaustralien**²⁾ sind Diamanten bei Freemantle vorgekommen und auf **Tasmanien** im Goldfelde von Corinna.

¹⁾ E. F. Pittman, Supposed Diamond-bearing Volcanic Pipe, Snodgrass, N. S. W. Australian Mining Standard. April 7. 1909. S. 359.

²⁾ Phipson, Compt. rend. 1867, 64, 87.

Die Diamantlagerstätten auf Borneo.

Diamanten treten auf Borneo¹⁾ im Westen und im Südosten der Insel auf. (Fig. 38.)

Im westlichen Teile der Insel liegen Diamantseifen am Südbhang des Grenzgebirges von Westborneo gegen Sarawak, und zwar im Gebiete



Figur 38.

Karte der Diamantvorkommen auf Borneo. (Nach M. Bauer.)

der Flüsse Landak und Sikajam, welche südlich in den Kapuasstrom fließen. Diamantseifen liegen ferner am Kapuasstrome selbst, und zwar

¹⁾ Nach M. Bauer, Edelsteinkunde, II. Auflage S. 274. Leipzig 1909, dessen Schilderungen in der Hauptsache auf Mitteilungen von R. D. M. Verbeek und Th. Posewitz beruhen. Vgl. auch Boutan, Diamant. Paris 1886.

auf seinem rechten Ufer nahe seiner Vereinigung mit dem Sikajam. Hierzu kommt als weiterer Fundort noch das Gebiet des nach Norden fließenden Sarawakflusses.

Die Diamanten finden sich in diesem Gebiete in diluvialen, alluvialen und eluvialen Ablagerungen, d. h. in Schutthalden, und in den jetzigen und früheren Ablagerungen der Flüsse. Die Diluvialbildungen sind die wichtigsten. Sie bestehen aus 2—12 m mächtigen Ablagerungen von Kies, Sand und eisenhaltigem Ton. Seltener sind dieselben zu Sandstein oder Konglomeraten verkittet. Das Auftreten der Diamanten ist immer an die untersten Lagen dieser Schichten gebunden.

Unter den verschiedenen Geröllen und Kiesen dieser Diluvialschichten findet man vertreten: harte, dunkle Quarzite, Quarzschiefer, Tonschiefer, Sandsteine und zersetzte Eruptivgesteine, ferner folgende Mineralien: Quarz, Hornblende, weißen Glimmer, Magnetit, Zinnober, Gold, Platin sowie blauen und violetten Korund, der als ein besonders sicheres Zeichen für die Möglichkeit der Anwesenheit von Diamanten bei den Einwohnern des Landes gilt.

Die anstehenden Gesteine jener Gegend haben das Material für diese Schotter geliefert. Von anstehenden Gesteinen sind bekannt: devonische Tonschiefer und Quarzite, jüngere (eocäne?) Konglomerate und tonige Sandsteine, Granit, Gabbro, Diabas, Melaphyr, Andesit.

Nach C. v. Schelle entstammen die Diamanten der Seifen wahrscheinlich den anstehenden jüngeren (eozänen?) Sandsteinen, weil sie stets an deren Nähe gebunden sind. In diesen Sandsteinen würden sie sich jedoch auch auf sekundärer Lagerstätte befinden. Ihr primäres Vorkommen ist dadurch aber noch ungeklärt. Nahe der Mündung des Serakflusses soll indessen ein in Serpentin eingeschlossener Diamant schon gefunden sein.

Die meisten Diamanten dieses Gebietes sind stark abgerollt. Ihre Größe ist gering, meist weniger als 1 Karat. Die Färbung wechselt. Zwillinge sind häufig; von Kristallformen begegnet man oft Oktaeder und Dodekaeder, selten Würfel. —

Wichtiger als diese eben besprochenen Seifen in Westborneo sind die Diamantvorkommen im südöstlichen Teile der Insel. Diamanten finden sich hier in den Tälern des Martapura und seiner Quellflüsse Riam Kiwa und Riam Kanan, ferner im Gebiet des Bandju Irang und in den Nebenflüssen des Barito, dem Mewien und Ijului sowie an der Ostküste in der Landschaft Kusan.

Die geologische Lagerung der Diamanten ist in allen diesen Vorkommen ziemlich die gleiche. Die oberste Schicht der in Frage kommenden

Ablagerung besteht aus rötlichgelben, mergeligen Tonen, darauf folgen graue oder weiße rotgestreifte Tone, die weiter nach unten dann in tonige Sande übergehen. Hierunter liegen immer grobkörniger werdende Kiese und Konglomerate, die in den untersten Schichten die Diamanten führen. Die Mächtigkeit dieser ganzen Schichten ist sehr verschieden. Sie schwankt von wenigen Metern am Gehänge des Tales und im Oberlauf des Flusses bis zu einer Mächtigkeit von 25 m an der Mündung des Tales ins sumpfige Tiefland. An einzelnen Stellen, wie auf den Gipfeln mancher Hügel, hat eine natürliche Aufbereitung der diamantführenden Schichten und damit eine Anreicherung der Diamanten stattgefunden. Dieselben sind aber zumeist schon abgebaut.

Die eigentliche diamantführende Schicht ist die interessanteste. Sie setzt sich aus verschiedenen Geröllen zusammen, welche durch einen weißen oder gelben, fetten Ton verkittet sind. Unter diesen Geröllen findet man Porphyr, Granit, glimmerführenden Quarzit, Hornstein und Kalkstein, aber keine basischen Eruptivgesteine. Die wichtigsten Begleitminerale sind Rutil und Korund. Besonders auf letzteres Mineral legen die dortigen Edelsteinsucher großes Gewicht, da es immer die Nähe der Diamanten ankünden soll. Ferner findet sich: Gold, Platin, Magnetit, Ilmenit, Chromit, Topas, Spinell und Zirkon.

Die Diamantführung unterliegt in diesen Schichten großem Wechsel, sowohl was Quantität, als auch was Qualität der Steine anbelangt. Die Größe der Diamanten ist meist gering. Ihre Form ist die des Oktaeder, mitunter auch des Dodekaeder, selten die des Würfels. Zwillinge sind häufig. Die meisten Diamanten sind farblos oder gelblich, mitunter auch gelb bis braun, ferner rot, bläulich und tiefgrün bis schwarz. Letztere sollen am härtesten sein und sich nur mit ihrem eigenen Pulver schleifen lassen. Einzelne farblose Kristalle enthalten einen dunklen Kern, der dieselbe Kristallform zeigt wie die Hülle. Eine Abrollung ist an den meisten Stücken kaum zu bemerken.

Unterlagert werden die Schotter von eocänen Schichten, zunächst von rotem Ton und dunkelblaugrauen Tonschiefern, dann von Sandsteinen und stellenweise auch von einem bauwürdigen Kohlenflöze. An einzelnen Stellen lagert zwischen Eocän und Schotter noch ein älteres Konglomerat, dessen Geschiebe aus z. T. stark zersetztem Grünstein bestehen. Die genannten Eocänschichten lagern ihrerseits wieder auf kristallinen Schiefen, wie Glimmer-, Chlorit-, Talk- und Hornblendeschiefer.

Über die Herkunft der Diamanten von Südostborneo ist nichts bekannt. Die Ansicht Gascuells, daß Pegmatite und Granite die Heimat dieser Diamanten seien, ist jedenfalls als vollkommen unbegründet vor-

läufig zurückzuweisen. Sie stützt sich nur auf das jetzt zufällige Beisammensein dieser Gerölle mit Diamanten innerhalb der sekundären oder tertiären Schotterablagerungen. Anstehend sind derartige Eruptivgesteine zudem noch nicht in jener Gegend angetroffen.

Die Blütezeit des Diamantenbergbaues auf Borneo fällt unter die Regie der Niederländisch-Indischen Kompagnie. Im Jahre 1738 sollen für 8—12 Millionen holländischer Gulden Diamanten ausgeführt sein. Zurzeit erreicht die Jahresproduktion noch nicht 5000 Karat.

Der Abbau erfolgt durch Malaien und Chinesen in kleinen Schächten, die in geringer Entfernung voneinander niedergelassen werden. Die Arbeit findet meist nur in der trockenen Jahreszeit statt. Der geförderte Kies wird gesiebt und gewaschen. Aus den Rückständen liest man alsdann mit der Hand die Diamanten aus.

Die Diamantlagerstätten Indiens.

Die Förderung der Diamantlagerstätten Indiens ist heute zwar gering. Trotzdem besitzen sie aber eine große historische Bedeutung; denn die ersten Diamanten wurden in Indien gefunden, und im Laufe vieler Jahrhunderte hat Indien manchen schönen und berühmt gewordenen Stein geliefert. Die folgenden Ausführungen schließen sich hauptsächlich an die Darlegungen Bauers¹⁾ an, der sich selbst wieder meist auf Mitteilungen von C. Ritter²⁾ und V. Ball³⁾ stützt.

Diamanten finden sich in Indien fast ausschließlich an der Ostseite des Hochlandes von Dekkan. Ihr südlichstes Vorkommen ist hier das Flußgebiet des Panar (Penner), unter dem 14. Grad nördlicher Breite. Dann folgen sie dem Ostrand des Hochlandes bis zum südlichen Stromgebiet des unteren Ganges in Bengalen, unter dem 25. Grad nördlicher Breite, und reichen von hier sogar westlich bis zum Kenfluß im Bandelkhand. (Fig. 39.)

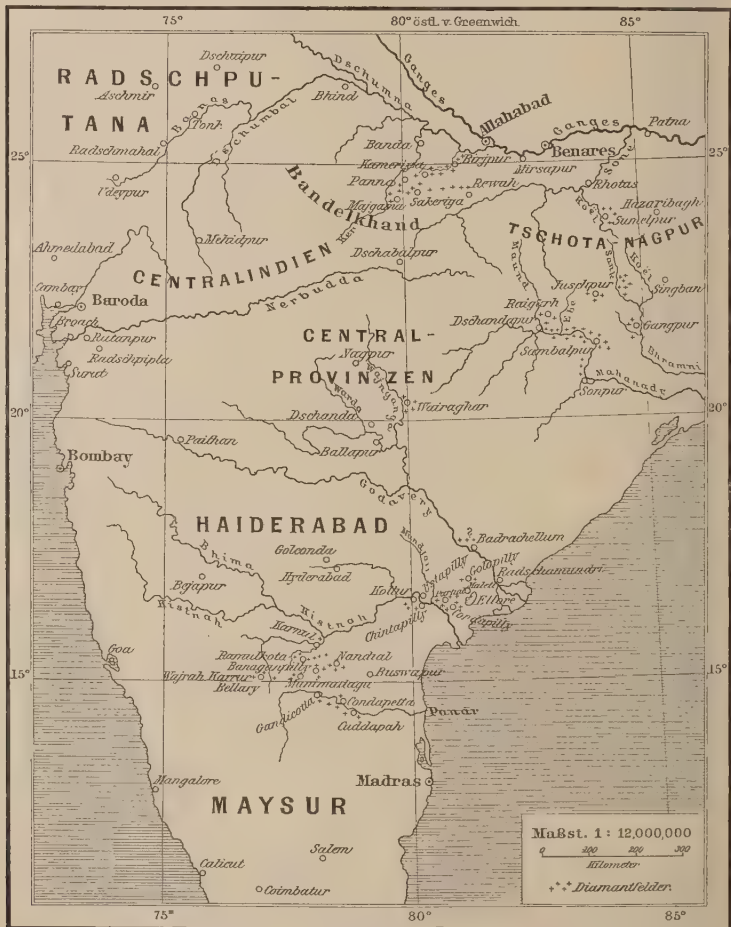
Der Diamant bildet in diesem ganzen Gebiete teils einen seltenen Bestandteil alter Konglomerate und Sandsteine, in deren losen Verwitterungsprodukten er infolgedessen auch gefunden wird; — teils liegt er in den Sanden und Kiesen jetziger oder früherer Flußablagerungen. Die diamantführenden Sandsteine sind in dem umschriebenen Teile von Indien weit verbreitet. Sie liegen diskordant auf Granit, Gneis, Glimmer-

¹⁾ M. Bauer, Edelsteinkunde. II. Aufl. Leipzig 1909.

²⁾ C. Ritter, Erdkunde von Asien. IV. 2. Abt. S. 343.

³⁾ V. Ball, Manuel of the geology of Indian 1881. Bd. III. S. 1—50. — Die beiden letzten Bücher angeführt von Bauer.

schiefer, Hornblendegesteinen, Chloritschiefer und anderen kristallinen Schiefen auf. Ihr Alter ist aus Mangel an Versteinerungen noch nicht genau fixiert. Man stellt sie meist ins Silur. Von den indischen



Figur 39.

Karte der Diamantvorkommen Indiens. (Nach M. Bauer.)

Geologen werden sie der „Vindhya“-Formation zugerechnet, deren untere Abteilung als „Karnul“-Formation bezeichnet wird. Im südlichen Teile des vorher umschriebenen Gebietes gehören die diamantführenden Sand-

steine zur unteren Abteilung, im nördlichen Teile zur oberen Abteilung der „Vindhya“-Formation.

Petrographisch besteht die untere Abteilung, also die „Karnul“-Formation aus Kalken mit zwischengelagerten Tonschiefern, Sandsteinen, Konglomeraten und Quarziten. An der Basis liegen Sandsteine und Konglomeratbänke, die als „Banaganpilly“-Gruppe bezeichnet werden. Diesen sind die 3—6 m mächtigen diamantführenden Sandsteine eingelagert. Das Aussehen dieser Sandsteine ist verschiedenartig. Sie sind dunkelgefärbt, rot, grau oder braun. Meist sind sie grobkörnig, oft tönig, bisweilen auch quarzitisch, stellenweise feldspatführend oder eisenschüssig. Die Gerölle der zwischengelagerten Konglomeratbänke sind Quarzite, Hornsteine, Jaspis und fester Tonschiefer. In einer ganz bestimmten Konglomeratbank innerhalb der untersten Abteilung der betreffenden Schichten finden sich die Diamanten. Die Mächtigkeit dieser Konglomeratbank übersteigt selten 30 cm, meist beträgt sie weniger. Die Diamanten sind, wie die Gesteinseinschlüsse des Konglomerates abgerollt.

Im Norden des vorher skizzierten Gebietes, im Bandelkhand liegt die diamantführende Schicht in einer höheren Stufe und zwar in der mittleren Abteilung der oberen „Vindhya“-Formation, in der sog. „Rewah“-Gruppe, speziell an deren Basis in den „Panna“-Schichten. Petrographisch kann man diese Schicht meist als ein eisenschüssiges Konglomerat bezeichnen, welches Gerölle von Quarz, Jaspis, Kieselschiefer, Sandstein usw. führt. Bemerkenswert ist, daß Diamanten hier nicht nur in der Grundmasse des Konglomerates, sondern auch eingewachsen in bestimmten Geröllen und zwar in Sandsteinfragmenten gefunden sind. Es liegen diese Diamanten der oberen „Vindhya“-Formation daher auf tertiärer Lagerstätte, wenn man für die Diamanten der unteren „Vindhya“-Formation eine sekundäre Lagerstätte annimmt. Durch Zerstörung dieser letzteren Formation und durch darauf folgende Umlagerung und Wiederablagerung der in dieser unteren Abteilung enthaltenen Diamanten sind diese Vorkommen innerhalb der jüngeren Konglomerate im Bandelkhand zu erklären.

Durch Verwitterung und Zerstörung aller dieser anstehenden diamantführenden Schichten bilden sich durch natürliche Konzentrationsprozesse die eluvialen und alluvialen Diamantseifen, die heute und früher, ebenso wie auch das zutage austreichende feste Gestein ausgebeutet werden. —

Über einzelne Diamantlagerstätten Indiens ist in der Reihenfolge von Süd nach Nord etwa noch folgendes zu sagen:

Am Panarflusse wurde früher in der Umgegend von Cuddapah in vielen Gruben Diamant gewonnen. Die Namen einiger Gruben sind:

Dschennur (oder Dschinon), westlich hiervon Obalumpally (Woblapally), Condapetta (-Cunnapurty?), Lamdur, Pindschetgapadu, Hussanapur, Gandicotta, sowie Munimadagu und Wajrah Karrur in der Gegend von Bellary. An allen diesen Orten lagern die Diamanten in der schon beschriebenen Weise, im anstehenden Konglomerat oder im alluvialen und eluvialen Seifenmaterial, das durch Zerstörung des Konglomerates entstanden ist. Als wissenschaftlich bemerkenswerter Fundort sei nur das zuletzt genannte Wajrah Karrur kurz erwähnt, da der französische Reisende M. Chaper¹⁾ im Jahre 1882 dort zwei kleine scharfkantige Diamanten in dem obersten, stark verwitterten Teile eines Pegmatitganges neben blauen und roten Korundkörnern gefunden hat. Chaper schließt hieraus, daß die in jener Gegend vorkommenden losen Diamanten solchen Pegmatitgängen entstammen. Von indischen Geologen, besonders von Foote²⁾, dann aber auch von Stelzner³⁾ wird die Bedeutung dieser Funde mit Recht angezweifelt. Selbst wenn man von einem betrügerischen, künstlichen Einfügen der Diamanten in den verwitterten Pegmatitgang absieht, so bleibt immerhin noch die Möglichkeit, daß diese Diamanten von oben, sekundär in das Verwitterungsmaterial des Pegmatitganges auf natürlichem Wege eingedrungen sind, eine Beobachtung, die man an vielen Seifen, z. B. auch an den Platinseifen des Ural macht, wo Platin bis tief in den Untergrund auf Spalten und Klüften mechanisch eindringt. Schlüsse auf das Vorkommen von Diamanten in Pegmatiten dürfen aus den Funden Chapers deshalb nicht gezogen werden. Derartige Schlußfolgerungen sind vielmehr erst erlaubt, wenn man Diamanten in ganz frischen Mineralien der Pegmatite eingewachsen findet, — was aber bisher noch nirgends festgestellt wurde.

Zahlreiche andere Diamantvorkommen wurden früher etwas weiter nördlich der eben genannten Fundpunkte in der Nähe der Orte Nandial, Banaganpilly und Karnul ausgebeutet, zwischen den Flüssen Panar und Kistnah. Abgebaut wurden teils die anstehenden Diamantschichten, teils Seifen. Außer den genannten Orten verdient hier vielleicht auch noch der Ort Ramulcota, früher auch Raolconda bezeichnet, Erwähnung.

Am Unterlauf des Kistnah findet man bei Ellore Diamanten, Vorkommen, die auch unter dem Namen Golconda bekannt sind, einem weiter westlich gelegenen Orte, in dem die gefundenen Diamanten verarbeitet und verkauft wurden. Am reichsten waren in diesem Gebiete die Gruben von Kollur (= Gani Coulour), welche Seifen abbauten. Hier

¹⁾ Compt. rend. 1884, 98, 113; Bull. Soc. min. Paris 1884, 747; Bull. Soc. geol. France 1886, 14, 330; Bull. Soc. Min. Paris 1896, 1979.

²⁾ R. Bruce Foote, Rec. Geol. Survey India 1889, 22, S. 39.

³⁾ A. Stelzner, N. Jahrbuch für Min. Geol. und Pal. 1893, I, S. 139.

wurden die berühmten Steine „Kohinur“ und „Großmogul“ gefunden, von welchen letzterer verschwunden, wahrscheinlich aber nach Bauer mit „Kohinur“ identisch ist. In den Seifen der Umgegend von Partial fand man den bekannten Diamanten „Regent“ oder „Pitt“. In der Nähe von Ellore liegen auch die früher bedeutenden Malavily-Gruben. Dieselben bauten einen konglomeratischen Sandstein und dessen Zerstörungsprodukte ab. Die „Karnul“-Schichten fehlen an dieser Stelle und ist der hier vorhandene jüngere diamantführende Sandstein wahrscheinlich erst durch Zerstörung der diamantführenden Bank in der „Karnul“-Formation entstanden.

Die jetzt folgenden Diamantfelder liegen viel weiter nordwärts, in der Gegend von Sambalpur am Mahanady. Es sind Seifen. Bekannt unter den Fundplätzen ist besonders die etwa 7½ km lange Insel Hira Khund in Mahanady bei Ihunan. Bei Sambalpur liegen die Diamanten zusammen mit Sand und Kies in einem roten zähen Schlamm. Weiter südöstlich liegen die Vorkommen von Weiraghar, wo Diamanten in einer roten oder gelben, lateritartigen Erde liegen. Die Diamantvorkommen weiter nördlich in Tschota Nagpur sind zweifelhaft.

Die nordwestlichsten Diamantvorkommen finden sich im Bandelkhand zwischen den Flüssen Sonnar und Sone. Die Gruben liegen in der näheren und weiteren Umgebung von Panna (Punnah). Man baut hier entweder die anstehende Diamantbank ab, die im Bandelkhand der oberen „Vindhya“-Formation angehört, oder man gewinnt die Diamanten aus eluvialen und alluvialen Seifen. Als Beispiele einiger Gruben seien folgende Namen genannt: Panna, Kameriya, Majgotha (= Majgama), Udesna, Sakeriya, Sahia, Lachmanpur und das Tal des Baghinflusses. —

Die wichtigste aller indischen Diamantlagerstätten ist heute die zuletzt genannte Gegend von Panna in Bandelkhand. Die Gesamtmenge aller bisher in Indien gewonnenen Diamanten wird auf 10 Millionen Karat im Werte von 350 Millionen Mark geschätzt. Heute ist die Produktion ganz gering. Im Jahre 1904 betrug sie 286,48 Karat im Werte von 2636 Pfund Sterling.

Die Diamantlagerstätten Chinas¹⁾.

Die Diamantlagerstätten Chinas liegen im Süden der Provinz **Schantung**, zwischen Iho- und Suho-Fluß. Geologisch baut sich die dortige Gegend

¹⁾ Als Literatur standen uns mehrere private Gutachten zur Verfügung, die uns von Herrn Bergdirektor Schmiedel in liebenswürdigster Weise zur Verfügung gestellt waren. Dieselben stammten von den Herren Dr. Lorenz (Herbst 1903), Dr. Siegert (6. März 1904) und Bergassessor Kuball (14. Februar 1906).

aus vielfach wechsellagernden Schichten von Konglomeraten, Porphyren, Tuffen, Sandsteinen und Schiefern des Perm auf. Alle diese Schichten fallen flach nach Osten ein. Teilweise sind sie gegen Gneis verworfen.

Überlagert werden diese Gesteine von einer dünnen Decke (ca. 20 cm) ziemlich grober Flußschotter. Dieselben bestehen hauptsächlich aus Quarzgeröllen, dann aber auch aus Granit und Gneis. Nach Ansicht von Lorenz und Siegert sind diese Flußschotter die jetzige Heimat der Diamanten.

Diese Schotter erstrecken sich von etwa 15 Li¹⁾ nördlich Jü-tchia-tsuan bis etwa 40 Li von diesem Punkte nach Süden. In einer Breite von wenigen Li folgen sie hierbei immer den kleinen, nordsüdlich sich erstreckenden Kuppen und Bodenwellen, in welchen die etwas härteren Konglomerate des Untergrundes über die weicheren Sandsteine emporragen. Durch ein schotterfreies Gebiet getrennt läuft diesem Gebiete parallel ein zweiter Schotterzug am Westabhange des Malingschan. Derselbe reicht weiter nach Süden, erreicht aber kaum 1 Li Breite. Westlich und nördlich dieses Gebietes treten nur vereinzelte kleine Schotterreste auf.

Andere Fachleute, welche die Gegend bereisten (Vorschulte, Kuball), erblicken in den Tuffen und in den diese begleitenden Sandsteinen die frühere Heimat der Diamanten. Leider ist über die Natur dieser Tuffe nichts Näheres mitgeteilt. Die betreffende Ablagerung soll unten aus grünen, graugrünen, grau-roten und grauen Tuffsandsteinen von mittlerer Körnung bestehen. Dieser Abteilung gehören auch die Ablagerungen unter dem gleich zu erwähnenden Tempel Fcu-schui-ling an. Hierüber folgen grüne, mitunter rötlichgrüne Konglomerate. Dieselben enthalten Porphyrit, sowie Bruchstücke von Kalkstein und kristallinem Schiefer. Überlagert werden diese Konglomerate von grauen und grünen Sandsteinen mittlerer Körnung. Alle diese Schichten gehören dem Perm an.

Herr Bergassessor Kuball äußert sich über die Diamantenfunde (14. Februar 1906) etwa in folgender Weise: Diamanten sind bei Tsingscha-pu, ca. 30 Li SO von Mōngyin oberhalb der Einmündung des Wōnn-ho und unterhalb der Mündung des Jō-ho in den Tung-Wōnn-ho gefunden. Als ihr Muttergestein sind wahrscheinlich die dortigen Tuffschichten anzusehen. Dieselben reichen hinauf bis zur Paßhöhe Pai-ma-Kwau. Sie fallen unregelmäßig mit 20—25° nach NO ein, sind tief zerklüftet und fast völlig steril. Etwa 35 Li NNW von Mōngyin soll unter einem Tempel vor einigen Jahren ein walnußgroßer, schwach bräunlicher Diamant von ca. 100 Karat gefunden sein.

¹⁾ 60 Li = 35 km.

Diese schwach bräunliche Farbe ist auch für die anderen Diamanten dieser Gegend charakteristisch. Als weitere Fundpunkte von Diamanten werden genannt: Tschang-lu (30 Li NW von Mōngyin und etwa $3\frac{1}{2}$ km von dem eben erwähnten Tempel Feu-schui-ling), der Bach Shan-ho, zwischen den Dörfern Hsi-tschu-fu und Tschang-lu; endlich auch das Flußbett des Jō-ho, dicht bei Mōngyin, etwa 1 Li nach SO.

Funde von Diamanten sind in China schon seit jeher gemacht worden. Dieselben haben aber nie einen besonders hohen Wert bei den Chinesen besessen. Sie wurden meist nur als glasschneidender Stein benutzt. Man findet die Diamanten besonders nach der 6 bis 8 wöchigen Regenperiode bei der Feldbestellung. Herr Bergdirektor Schmiedel¹⁾ konnte im Laufe von $1\frac{1}{2}$ Jahren gegen 80 Diamanten im Gebiete des Iho- und Suhoflusses finden resp. von Chinesen erwerben.

Die Diamantvorkommen in Rußland.

Im **Ural**²⁾ wurde im Jahre 1829 der erste europäische Diamant gefunden; und zwar in der Goldwäsche Adolphskoi³⁾ in der Nähe von Bissersk ($58\frac{1}{2}^{\circ}$ nördl. Breite). Seit dieser Zeit hat man dort etwa 150 Diamanten gefunden. Vereinzelt andere Funde sind auch noch in folgenden Goldseifen gemacht worden: Katharinenburg (Medscher); Kuschaïsk bei Kuschwinsk⁴⁾; Uspenskoi im Distrikt Werchne-Uralsk; Charitono-Kompaneïskische Seifen im Kreis Kungur⁵⁾; Kamenka, Bezirk Troitzk; Katschkar⁶⁾ im südlichen Ural. In Summa sind im ganzen Ural an ziemlich weit zerstreuten Punkten etwa 222 Diamanten gefunden worden. Dieselben sind farblos, aber klein. Eine Bedeutung für den Diamantenmarkt kommt denselben nicht zu. —

In **Sibirien** sollen 1897 und zwei Jahre später ebenfalls zwei Diamanten gefunden sein, und zwar in der nördlichen Taiga im Jenis-

1) Siehe IV. Jahresbericht der Freib. Geol. Ges. Freiberg i. Sa., Ostern 1911 (Vortrag des Herrn Bergdirektor Schmiedel über seinen Aufenthalt in Schantung).

2) Bauer, Edelsteinkunde II. Aufl. S. 292 ff. Leipzig 1909.

3) Polier, Journal de St. Pétersb., 9/21. November 1829, N. 135. — G. Rose, Reise 1837, 1, 356; 1842, 2, 457. — G. v. Engelhardt, Pogg. Ann. 1830, 20, 524; Russ. Misc. 1832, 4, 256. — Karpow, Russ. Berg-Journ. 1831, 2, 44. — Graf Cancrin, Bull. géol. Paris 1833, 4, 100; N. Jahrb. f. M., G. u. P. 1835. S. 691. — Parrot, Mém. Ac. St. Pétersb., 21. März 1832, sér. 6. tom 3, 23; 1835, 1, 21; N. Jahrb. f. M., G. u. P. 1838. S. 541.

4) Rose, Reise 2, 458; Russ. Bergjournal 1838, 4, 447.

5) Jereméjew, Russ. min. Ges. 1890, 26, 447; Groths Zeitschr. 20, 189.

6) Jereméjew, Russ. min. Ges. 1893, 30, 472; Groths Zeitschr. 25, 573.

seiskischen Gouvernement in der Goldwäscherei von Baladin an der Melnitschnaja. —

Andere Funde sind in **Russisch-Lappland** gemacht, und zwar im Pastvig-Tale, das im Varangerfjord ins nördliche Eismeer mündet. Die dortigen Sande enthalten Granat, Zirkon, braune und grüne Hornblende, Glaukophan, Cyanit, grünen Augit, Quarz, Korund, Rutil, Magnetit, Staurolith, Andalusit, Turmalin, Epidot, Feldspat und selten Diamant. Der letztere führt viele fremde Einschlüsse. Vélain¹⁾ nimmt ohne Grund an, daß diese Diamanten Pegmatiten entstammen. Die Herkunft derselben ist vielmehr zurzeit vollkommen unbekannt. Eine ökonomische Bedeutung kommt diesen Funden nicht zu.

Diamant in Meteoriten.

In Meteoreisen und Meteorsteinen finden sich öfter kleine, graue oder schwarze Diamanten. Ausführliche Mitteilungen hierüber findet man bei E. Cohen²⁾, Meteoritenkunde I, S. 138 ff., Stuttgart 1894, dem auch die folgenden Mitteilungen im Auszug entnommen sind.

Diamanten in Meteoriten wurden zuerst von Jerofejeff und Latschinoff³⁾ sicher nachgewiesen. Nach deren Untersuchung enthält der Meteorstein von Nowo-Urei etwa 1 Prozent hellgraue Körner von karbonatähnlichem Diamant. Einige dieser Körner sind in Olivin eingeschlossen. Ihre Analyse, ausgeführt an 0,0124 g, ergab:

$$\begin{array}{rcl} \text{C} & = & 95,40 \\ \text{H} & = & 3,23 \\ \text{Asche} & = & 3,23 \\ \hline & & 101,86 \end{array}$$

Im folgenden Jahre (1889) beschrieb Sandberger Diamanten aus dem Meteorstein von Carcote⁴⁾. Die Diamanten bilden an einer Stelle dieses Meteoriten Ausscheidungen von 3 mm Breite mit eingewachsenen Flittern von Nickeleisen.

¹⁾ Vélain, Compt. rend. 1891, 112, 112; A. E. Nordenskiöld, Geol. För. Förh. Stockholm 1891, 13, 297.

²⁾ Cohen führt in seinem Werke auch 27 Literatur-Notizen über das Vorkommen von Diamant in Meteoriten an.

³⁾ M. Jerofejeff und P. Latschinoff, Der Meteorit von Nowo-Urei. Verh. Russ. min. Ges. 1888 (2) XXIV. S. 272—276, 286—287, 290—292. Vgl. auch N. v. Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands. St. Petersburg 1888. X. S. 82—103. — Ferner Comptes Rendus. 1888. CVI, 1679—1681.

⁴⁾ F. v. Sandberger, Ein neuer Meteorit aus Chile. N. Jahrb. f. M. G. u. P. 1889. II. S. 180.

Außer in Meteorsteinen kennt man Diamanten auch in Meteoreisen. In diesem sind sie zuerst sicher von Foote¹⁾ und König und zwar im Eisen von Cañon Diablo beobachtet. Der Diamant fand sich hier in einem Hohlraum, welcher neben Troilit, Daubréelith und amorpher Kohle kleine, schwarze Partikel von Diamant und ein weißes $\frac{1}{2}$ mm großes Diamantkorn enthielt. In demselben Eisen fand Huntington auch eine Ader, welche aus Nickeleisen, Schwefeleisen, Kieselsäure, amorpher Kohle und Diamant bestand. Aus dieser Ader konnten farblose, durchsichtige Diamantkristalle (Oktaeder und Oktaeder mit untergeordnetem Hexakisoktaeder) isoliert werden²⁾. Zahlreiche andere Forscher haben diese Funde bestätigt. Man kann nach allen diesen Untersuchungen dieses Vorkommen kurz folgendermaßen charakterisieren: „Der Diamant in Cañon Diablo wird von Graphit, gewöhnlicher Kohle sowie von kastanienbraunen, kohligen Partikeln begleitet und findet sich besonders in der Nähe von Troilit und Schreibersit oder auf kleinen Spalten und in Höhlungen, aber in sehr ungleichmäßiger Verteilung; es sind fast ausschließlich Körner, meist von dunkler Farbe und karbonatartigem Aussehen, selten durchsichtig und farblos“ (Cohen).

In einigen Meteoreisen finden sich auch reguläre Kristalle von Graphit. Dieselben wurden von Fletscher als Cliftonit bezeichnet. Man betrachtet sie jetzt meist als Paramorphosen nach Diamant. Sie sind bisher gefunden in Magura, Penkarring, Rock, Cosby's Creek, Toluca, Ivanpat (?) und Smithville.

Das Vorkommen der Diamanten in Meteoriten ist besonders für die Frage nach der Entstehung der irdischen Diamanten wichtig. So sagt bereits Knop³⁾: „Jedenfalls scheint mir die Tatsache von großem Werte für die Ideen über Diamantbildung zu sein, daß in Südafrika sich das Vorkommen der Diamanten streng an eine Mineralkombination bindet, welche den Olivingesteinen, den nächsten Verwandten mit den Meteoriten, angehört.“ Nach Weinschenk⁴⁾ ist der Diamant im Meteoreisen zu betrachten als Ausscheidungsprodukt aus Eisen, in welchem Kohlenstoff

¹⁾ A. E. Foote, A new locality for meteoric iron with a preliminary notice of the discovery of diamonds in the iron. Am. Journal of Sc. 1891. (3.) XLII. S. 414—416.

²⁾ O. W. Huntington, Further observations upon the occurrence of diamonds in meteorites. Proc. of the Am. Ac. of Arts and Sciences. Boston 1894. XXIX. S. 204—211.

³⁾ A. Knop, Beitrag zur Kenntnis der in den Diamantgruben von Jagersfontein (Südafrika) vorkommenden Mineralien und Gesteine. Berichte d. Oberrhein. Geol. Verein. 1889. XXII. S. 24—25.

⁴⁾ E. Weinschenk, Über einige Bestandteile des Meteoreisens von Magura, Arva, Ungarn. Annalen k. k. Hofmuseum Wien. 1889. IV. 99—100.

vorher gelöst, resp. chemisch gebunden war. Bestärkt wird diese Anschauung durch Versuche von Moissan¹⁾, welcher mit Kohle gesättigtes Eisen bei hoher Temperatur erstarren ließ und hierbei sehr kleine Diamanten erhielt.

Künstliche Diamanten²⁾.

Versuche, Diamanten künstlich herzustellen, sind schon oft gemacht worden, aber erst in den letzten Jahren mit einigem Erfolg. Unter diesen erfolgreichen Forschern ist vor allem Moissan³⁾ zu nennen, welcher mit einer an Kohlenstoff reichen Eisenschmelze arbeitete. Beim Abkühlen unter gewöhnlichem Drucke erhielt er aus dieser Schmelze, nachdem sie auf 1100—1200° erhitzt war, ein Gemenge von amorphem Kohlenstoff und Graphit, nach Erhitzen auf 3000° nur Graphit. Bei starkem Drucke erhielt er aber andere Resultate. Den erforderlichen Druck erzeugte er hierbei nur durch die Eisenschmelze selbst, welche im Augenblick der Erstarrung sich ausdehnt. Seine Experimente führte Moissan in einem verschiebbaren Zylinder aus, in welchen gereinigte Zuckerkohle und auf elektrischem Wege geschmolzenes Eisen eingeführt wurden. Dieses Gemisch kühlte er dann in kaltem Wasser und darauf weiter an der Luft ab. Die Schmelze wurde später mit Salzsäure aufgelöst. In dem Rückstand waren neben Graphit und einer kastanienbraunen Kohlenstoffmodifikation auch mehrere schwarze narbige Körner, die sich durch ihr chemisches und physikalisches Verhalten als Diamant bestimmen ließen. Beim Verwenden von geschmolzenem Blei statt Wasser beim Abkühlen der Schmelze erhielt Moissan sogar vollkommen durchsichtige Diamantkristalle. —

Auf die Versuche von Friedländer und Haßlinger wurde schon bei Besprechung der Entstehung der südafrikanischen Diamanten näher eingegangen. Friedländer (1898) rührte mit einem Kohlenstäbchen eine Schmelze von Olivin und erhielt hierdurch nach dem Erstarren 0,001 mm große braune Diamant-Oktaeder. Ebenso erhielt Haßlinger (1902) Diamant, als er Kohlenstoff in einer Schmelze auflöste, welche in ihrer Zusammensetzung dem südafrikanischen Kimberlit gleichkam. —

¹⁾ H. Moissan, Sur la préparation du carbone sous une forte pression. *Compte Rendue*. 1893. CXVI. N. 6. S. 218—224. Vgl. auch: Nouvelles expériences sur la reproduction du diamant. *Compte Rendue*. 1894. CXVIII. N. 7. S. 320—326.

²⁾ Zusammengestellt vorzugsweise nach Hintze, *Handbuch der Mineralogie*, Leipzig 1909, S. 40, und Bauer, *lit. cit.*

³⁾ *Compte Rendue* 1893, 116, 218; 1894, 118, 320.

Im Jahre 1901 hat auch A. Ludwig Diamant in kleinen Körnern auf künstlichem Wege gewonnen, und zwar durch Schmelzen von Kohle unter hohem Druck. Er setzte bei seinen Versuchen Kohlenpulver einem Drucke von 1300 Atmosphären in einer Wasserstoffatmosphäre aus. Eine Eisenspirale lief durch das Kohlenpulver hindurch und wurde durch den elektrischen Strom bis zur Rotglut erhitzt. Nach Beendigung des Versuches befanden sich an einzelnen Kohlenteilchen hellglänzende, kleine Diamanten. Dieselben konnten auch karbonatähnliche Aggregate sogar bis zu Erbsengröße bilden.

Die Verwendung der Diamanten.

Diamanten finden in erster Linie als Schmuckstein Verwendung. Erst in zweiter Linie kommt als Abnehmer der Diamantenproduktion die Technik in Betracht, welche vor allem die große Härte der Diamanten nutzbar macht.

Die Verwendung des Diamanten als Schmuckstein beruht auf seinem prächtigen Glanz und auf seinem ausgezeichneten Farbenspiel. Diese Eigenschaften treten gewöhnlich erst nach dem Schleifen hervor. —

In der Technik werden Diamanten fast ausschließlich ihrer großen Härte wegen benutzt. Man hat zwar versucht, auch ihre starke Lichtbrechung zu verwerten, vor allem durch Herstellung von Diamant-Objektivlinsen für Mikroskope. Man ist jedoch hiervon wegen des hohen Preises dieser Linsen wieder abgekommen. —

Die bekannteste technische Verwendung des Diamanten ist die zum Glasschneiden. Erforderlich hierzu ist eine gebogene, nicht zu stumpfe Kante, die von zwei krummen Kristallflächen gebildet wird. Dieselbe kann natürlich oder künstlich sein. Die meisten dieser Glasdiamanten sollen aus Borneo und Bahia (Brasilien) stammen. —

Scharfe Diamantsplitter werden öfter als Schreibdiamanten zum Schreiben auf Glas und andere harte Gegenstände gebraucht. —

Als wichtigste technische Anwendung des Diamanten muß aber die Verwendung bei der Gesteinsbohrung gelten. Die Bohrkronen der Bohrmaschine ist hierbei mit zum Schleifen untauglichen Diamanten, Bort oder Karbonat, besetzt. —

Auch beim Schleifen von Diamanten und vielen anderen Edelsteinen gebraucht man Diamant in der Form von Diamantpulver. Sonstige Anwendungen (z. B. Zapfenlager guter Uhren) haben für den Absatz nur geringe Bedeutung¹⁾.

¹⁾ Nähere Mitteilungen über dieses Kapitel, besonders über das Schleifen, gibt M. Bauer, Edelsteinkunde. II. Aufl. Leipzig 1909. S. 802 ff.

Die Bewertung der Diamanten.

Der Wert¹⁾ der Diamanten wird in erster Linie durch seine Größe bestimmt. Je größer ein Diamant, desto wertvoller ist er bei sonst gleichbleibenden Eigenschaften.

Von sehr großem Einfluß auf den Wert des Diamanten ist ferner seine Durchsichtigkeit, Klarheit und Reinheit, seine Färbung, sowie die Abwesenheit aller Fehler, wie Einschlüsse, Flecken, Risse usw. Unter Berücksichtigung aller dieser letzteren Momente unterscheidet man verschiedene Qualitäten von Diamant. Die Steine der ersten Qualität sind vollständig farblos, wasserhell durchsichtig und ohne jeden Fehler. Sie werden auch als Steine vom ersten Wasser bezeichnet. Die zweite Qualität ist entweder auch noch farblos, hat dann aber einen unwesentlichen kleinen Fehler, oder sie ist ohne Fehler, zeigt dann aber die Spur einer ganz geringen Färbung. Die dritte Qualität ist farblos und hat größere Fehler, oder sie ist gefärbt. Bei noch mehr Fehlern unterscheidet man auch noch eine vierte Qualität, die gerade noch als Schmuckstein abgesetzt werden kann.

Besitzen die Steine aber neben vollkommener Durchsichtigkeit und Klarheit eine besonders schöne Färbung, so steigt ihr Wert weit über die schönsten farblosen Diamanten hinaus. Solche Steine sind aber selten und werden ebenso wie die sehr großen Diamanten für Liebhaberpreise, die nach Zeiten und Umständen wechseln, verkauft.

Der Durchschnittspreis der Kap-Diamanten für die Jahre 1883 bis 1907 ist aus der folgenden Tabelle ersichtlich. Die Preise sind berechnet für ein Karat aus dem Gesamtexport und Gesamterlös. Die Angaben stammen bis zum Jahre 1891 (inkl.) von E. Bouton, die späteren von G. F. Kunz.

1883	24,10 Mark	1896	26,75 Mark
1884	23,20 "	1897	26,90 "
1885	19,60 "	1898	26,50 "
1886	21,50 "	1899	28,30 "
1887	22,10 "	1900	33,15 "
1888	20,30 "	1901	36,90 "
1889	29,90 "	1902	41,95 "
1890	31,20 "	1903	43,00 "
1891	25,70 "	1904	39,95 "
1892	25,50 "	1905	40,90 "
1893	26,00 "	1906	43,00 "
1894	24,00 "	1907	44,75 "
1895	25,50 "		

¹⁾ Siehe M. Bauer, Edelsteinkunde, II. Aufl., Leipzig 1909, dem die folgenden Angaben entnommen sind.

Im einzelnen gibt Bouton (1883) und Kunz (1908) für Rohsteine aus Südafrika folgende Preisangaben. Man ersieht aus denselben die Wertsteigerung der Diamanten im Laufe der letzten Jahre:

		Bouton 1883	Kunz 1908
Crystals oder glassies (Crystals fine white)	Kap- weiß oder weiß	1 Karat	55 Mark 135 Mark
Crystals oder glassies (Crystals fine white)		2 "	75—80 " 190 "
Crystals oder glassies (Crystals fine white)		3 "	95—100 " 215 "
Crystals oder glassies (Crystals fine white)		4 "	120 " 220 "
Crystals oder glassies (Crystals fine white)		5—8 "	Preis nach Größe.
Cape-white roundstones		1—2 " und größer	40—45 Mark 150 Mark
" " "		3—4 " " "	47 $\frac{1}{2}$ —52 $\frac{1}{2}$ " 200 "
" " "		5—8 " " "	55—60 " 205 "
First bywater roundstones		1—2 " " "	10 Prozent 130 "
" " "		3—4 " " "	weniger als 155 "
" " "		5—8 " " "	Kapweiß 160 "
Second bywater in denselben Größen			50 Prozent weniger als first bywater
Yellow cleanstones		1—3 Karat	25 $\frac{1}{2}$ —28 $\frac{1}{2}$ Mark 120 Mark
" "		4—10 "	30—40 " 135 "
" "		bis 40 "	42 $\frac{1}{2}$ —47 $\frac{1}{2}$ " 150 "
Dark yellow cleanstones		1—3 "	22 $\frac{1}{2}$ —27 $\frac{1}{2}$ " 114 "
" " "		4—10 "	28 $\frac{1}{2}$ —37 $\frac{1}{2}$ " 128 "
" " "		bis 40 "	40—45 " 143 "
Mêlée		$\frac{1}{4}$ " im Mittel	27 $\frac{1}{2}$ " 85 "
"		$\frac{1}{3}$ " " "	31 $\frac{1}{2}$ " 90 "
"		$\frac{1}{2}$ " " "	35 " 95 "
"		$\frac{3}{4}$ " " "	40 " 110 "
"		1 " " "	46 " 135 "
Cleavage		$\frac{3}{4}$ " " "	14 $\frac{1}{2}$ " 65 "
"		1 " " "	17 $\frac{1}{3}$ " 72 $\frac{1}{3}$ "
"		2 " " "	24 " 92 "
"		3 " " "	28 $\frac{1}{2}$ " 116 "
"		4—5 " " "	32 $\frac{1}{2}$ " 130 "
Good white square chips		$\frac{1}{2}$ " " "	12 $\frac{1}{2}$ " 60 "
" " " " "		$\frac{1}{4}$ " " "	8 $\frac{1}{2}$ " 50 "
Small white square chips			6 " 16 "
Common white square chips			5 $\frac{1}{2}$ " 10 "
Common cleavage and chips			5 " 6 "
Bort			4 $\frac{1}{2}$ " 31 $\frac{1}{2}$ "

Nach dem Schleifen erhöht sich der Wert der Steine bedeutend. Eine Vorstellung von der Preissteigerung der Steine mit der Zunahme

ihres Gewichtes gibt die folgende Tabelle, obwohl die angeführten Zahlen heute nicht mehr gelten. Die Tabelle wurde zusammengestellt von dem Pariser Juwelier Vanderhagen für die Pariser Weltausstellung 1878. Die angeführten Zahlen sind Preise in Francs für je ein Paar Brillanten.

Gewicht in Karat	4. Qualität	3. Qualität	2. Qualität	1. Qualität
1	120	150	180	220
1 $\frac{1}{2}$	200	250	300	400
2	400	480	600	700
2 $\frac{1}{2}$	525	625	800	950
3	660	780	1 020	1 250
3 $\frac{1}{2}$	720	945	1 225	1 600
4	960	1 120	1 440	1 950
4 $\frac{1}{2}$	1 080	1 305	1 642	2 350
5	1 250	1 500	1 900	2 750
5 $\frac{1}{2}$	1 430	1 705	2 117	3 250
6	1 620	1 920	2 340	3 700
6 $\frac{1}{2}$	1 820	2 112	2 567	4 250
7	1 995	2 310	2 765	5 000
7 $\frac{1}{2}$	2 175	2 550	3 000	5 800
8	2 360	2 800	3 240	6 700
8 $\frac{1}{2}$	2 550	3 060	3 485	7 600
9	2 700	3 330	3 735	8 500
9 $\frac{1}{2}$	2 897	3 542	3 990	9 400
10	3 050	3 800	4 250	10 300
10 $\frac{1}{2}$	3 255	4 042	4 515	11 400
11	3 465	4 290	4 840	12 500
11 $\frac{1}{2}$	3 737	4 600	5 175	13 700
12	3 900	4 800	5 400	15 000

Schwefel.

Mineralogischer Überblick¹⁾.

Schwefel kristallisiert rhombisch in meist pyramidalen, seltener sphenoidischen Kristallen. Oft kommt er derb vor in kugeligen oder nierenförmigen Massen, als Überzüge, in Stalaktiten und Stalagmiten und pulverig als Schwefelblume. Der Bruch des kristallisierten Schwefels ist muschelig und fettglänzend, der des erdigen Schwefels splittig und wenig glänzend. Seine Farbe ist honiggelb, „schwefelgelb“ und gelblich-braun, durch Verunreinigungen auch rötlich, grünlich oder grau. Bei niedriger Temperatur wird der gefärbte Schwefel heller, bei -50° wird er farblos.

Schwefel ist Nichtleiter für Elektrizität. Durch Reiben wird er negativ elektrisch. Für Röntgenstrahlen ist Schwefel auch in dünnen Schichten undurchlässig. Seine Härte ist 1,5–2,5, sein spezifisches Gewicht 2,0–2,1. Sein Schmelzpunkt liegt bei 108°C (nach anderen Autoren bei 114°), sein Siedepunkt bei 450° . An der Luft entzündet er sich bei 250° (270°) und verbrennt dann zu SO_2 . Das beste Lösungsmittel für Schwefel ist Chloroform oder Schwefelkohlenstoff. Geringe Mengen von Selen, Bitumen und sehr selten auch Schwefelarsen sind dem Schwefel bisweilen beige mengt.

Der Schwefel kommt in verschiedenen Modifikationen vor. Dieselben gehen aber alle schließlich in sogenannten Alpha-Schwefel über, der daher auch fast ausschließlich die Modifikation des natürlichen Schwefels ist. Von ihm gilt das im vorhergehenden Gesagte. Der Beta-Schwefel ist monoklin. Er bildet sich beim Erhitzen des Alpha-Schwefels. Bei 40° verwandelt er sich schon nach etwa 30 Minuten wieder in Alpha-Schwefel. Der amorphe Schwefel tritt in verschiedenen Abarten auf, die sich auf verschiedene Weise bilden. So bildet sich weicher, in Schwefelkohlenstoff löslicher Schwefel durch Oxydation von Schwefelwasserstoff

¹⁾ Zusammengestellt nach Hintze, Handbuch der Mineralogie, Leipzig 1904, S. 68, Muspratt, Encyclopädisches Handbuch der technischen Chemie, IV. Aufl., VII. Bd., und Tschermak, Mineralogie.

vermittels Luft. Es besteht aus solchem amorphen Schwefel die weiße, etwas gelblichgraue Schwefelmilch. Natürliche Vorkommen dieser Modifikation sind auch bekannt, z. B. in gewissen Seen. Weicher, in Schwefelkohlenstoff unlöslicher Schwefel bildet sich beim Erhitzen von Schwefel über 300° und nach darauffolgendem Eingießen in kaltes Wasser („Gamma-Schwefel“), in Wasser löslicher Schwefel endlich entsteht durch Einleiten von Schwefelwasserstoff in eine Lösung von schwefliger Säure. Diese letzte Abart des amorphen Schwefels tritt in kolloidaler Form neben suspendiertem Schwefel auf.

Beschreibung einzelner Lagerstätten.

Die Schwefellagerstätten Italiens.

Die Schwefellagerstätten Italiens liegen alle im oberen Miocän (nach E. Kayser im Unterpliocän). Obwohl diese Formation in Italien weit verbreitet ist, finden sich abbauwürdige Schwefelmengen jedoch nur an bestimmten Stellen. Die Bedeutung dieser einzelnen Schwefeldistrikte ist aus folgender Tabelle¹⁾ ersichtlich, welche die Verhältnisse des Jahres 1909 (1908) wiedergibt.

Bergamt	Zahl der produktiven Gruben	Förderung in Tonnen	Durchschnittsgehalt des Rohmaterials am Schwefel (Prozent)	Gesamtwert der Förderung in Lire
Bologna. (Für Romagna und Marken.)	10 (11)	132 500 (142 700)	30,00 (16,80)	1 950 400 (2 130 511)
Caltanissetta. (Für Sizilien.)	380 (404)	2 616 013 (2 633 924)	25,00 (25,00)	29 388 033 (28 922 093)
Firenze. (Für Toscana [Siena].)	1 (1)	3 091 (2 300)	16,00 (24,00)	30 910 (13 800)
Napoli. (Für Campanien und Calabrien.)	10 (10)	75 851 (69 019)	22,00 (20,00)	1 146 877 (1 028 612)
Total	401 (426)	2 827 455 (2 847 943)	25,18 —	32 516 220 (32 095 016)

¹⁾ Die statistischen Angaben über die italienische Schwefelproduktion sind alle entnommen: Rivista del servizio minerario nel 1909 (1908 oder älter). Roma 1910 (1909 oder älter).

Aus dem 1908 geförderten Schwefelrohmaterial wurden 445 312 Tonnen Schwefel gewonnen, von welchem über 30 Prozent in Italien selbst raffiniert wurden.

Die Schwefellagerstätten der Provinz Siena.

In der Provinz Siena¹⁾ baut man NO von Poggio Orlando ein Schwefellager ab. Dasselbe liegt dicht bei der alten Braunkohlengrube bei Casino, etwa 10 km nördlich Siena. Das Vorkommen ist obermiocänen Schichten eingelagert, die sich von Boggione bis nach Carfini erstrecken. Die Braunkohlen sind jünger als die schwefelführenden Schichten.

Über die Lagerung ist folgendes zu sagen: Ein dichter dunkler Ton wird von körnigem Gips unterlagert, worauf dann die im Durchschnitt 1,20 m mächtige schwefelführende Schicht folgt. Dieselbe besteht aus Schwefel und Calcit. Der Schwefel ist seiner Struktur nach dicht, seltener kristallisiert. Im Liegenden folgt konkretionärer, fossilfreier Kalkstein, darunter wieder Ton mit Süßwasserfossilien. Spuren von Schwefel sind sowohl in den hangenden, als auch in den liegenden Schichten gefunden. Bemerkenswert ist in dieser Schichtenfolge die Abwesenheit mariner Sedimente.

Ein ähnliches, aber weniger bedeutendes Vorkommen findet sich bei Arbiola in der Nähe von Vagliagli.

Die Entstehung des Schwefels in der Provinz Siena ist analog der Entstehung des sizilianischen Schwefels zu erklären, d. h. durch Reduktion von Calciumsulfat vermittels organischer Substanzen. Pantanelli denkt an Reduktion durch Bakterien.

Im Jahre 1909 (1908) förderte die Grube 3091 (2300) Tonnen schwefelhaltiges Gestein bei einem Gesamtwerte von 30910 (13800) Lire (10 (6) Lire pro Tonne) und bei einer Belegschaft von 37 (51) Mann.

Die Schwefellagerstätten der Romagna und der Marken.

Die Schwefelvorkommen der Romagna²⁾ und der Marken sind in bezug auf Lagerung, Mineralführung und Entstehung sehr ähnlich denen Siziliens.

¹⁾ D. Pantanelli, Di alcuni giacimenti solfiferi della Provincia di Siena. Boll. d. Soc. Geol. Italiana. Roma. Vol. XXII. 1903. — Referat Z. f. p. G. 1904. S. 278.

²⁾ Geologische Literatur über die Schwefelvorkommen der Romagna und der Marken existiert sehr wenig. Außer dem kurzen Katalog, der vom Corpo reale delle Miniere anlässlich der Weltausstellung in St. Louis herausgegeben wurde (Roma 1904), kommt nur in Betracht: L. Bombicci, Descrizione degli esemplari

Geographisch lassen sich dieselben durch zwei Linien näher begrenzen, von welchen die nördliche die Städte Forlì und Pesara, an der Eisenbahnlinie Bologna—Ancona, und die südliche die Städte Sarsina und Urbino verbindet. In der Mitte dieses Areals liegt die kleine Republik San Marino. (Fig. 40.)

In diesem Schwefeldistrikt kann man vier größere Gruppen unterscheiden. Dieselben werden bezeichnet als die Becken von Cesenate, von Montefeltro, von Urbinate und von Cabernardi. Einige der wichtigsten Grubenorte dieser Becken sind in alphabetischer Reihenfolge: Albani, Boratella, Borella, Busca, Compitello, Casalbano, Formignano, La Costa, Luzzana und Fosso, Marazzana, Monteguzzo, Montemauro, Montevecchio, Perticara, Piaca, Polenta, Predappio, Rovereto, Val di Noce, Venzi.

Das geologische Alter der schwefelführenden Schichten der Romagna und der Marken ist obermiocän, das gegen 100 m mächtig ist. Die schwefelführende Schicht selbst hat eine Mächtigkeit von wenigen Centimetern bis zu 15 m. Das Schwefelvorkommen einer jeden der dortigen Gruben ist, im großen betrachtet, linsenförmig. Die einzelnen Linsen werden durch schwefelfreien Kalkstein oder Gips getrennt. Jede Lagerstätte besteht gewöhnlich aus mehreren Körpern, seien es schichtenförmige Ablagerungen mit überlagernden Linsen, seien es nur Linsen in verschiedenen Niveaus.

Die Schwefelverteilung in den schwefelführenden Schichten ist sehr unregelmäßig, besonders in den schichtigen Vorkommen. Die Mächtigkeit dieser letzteren beträgt im Mittel selten mehr als 2 m, nur ausnahmsweise 4—5 m. Die Linsen dagegen erreichen eine weit größere Mächtigkeit.

Der Schwefelgehalt der Lagerstätte schwankt zwischen 10 und 20 Prozent. Eine Lagerstätte von 2 m Mächtigkeit liefert pro Quadratmeter etwa 200—250 kg Schwefel im Calcarone (= Meiler).

Im Hangenden dieser Schwefelschichten folgt hauptsächlich Gips, im Liegenden verkieselter Kalkstein und ein dem sizilianischen Tripel entsprechender Mergel mit Diatomeenresten, Blättern und Fischen.

Innerhalb der schwefelhaltigen Gesteine findet sich der Schwefel in reinen Massen oder innig vermengt mit Kalkstein und Mergel. Der reine Schwefel bildet vor allem Trümer und Nester. Er ist zitronen-

di solfo nativo cristallizzato delle solfare di Romagna, raccolti e classificati dall'autore nel museo mineralogico della R. Università di Bologna. Mem. Acc. Bologna. 27. Mai 1894. 4. 737. — Kurze Notizen auch: C. Perazzi, Le soufre en Italie. Annales des mines (6), VII. 1865. S. 303 ff. — Berg- und Hüttenm. Ztg. XXI. 1866. S. 92.



Die Kreise geben Gruben an, Schiefe die Quadrate die sonstigen Anlagen an.

Figur 40.

Die vorliegende Karte ist im Drucke verkleinert. Der richtige Maßstab ist aus der eingezeichneten Kilometer-Skala zu ersehen. Die Nummern bezeichnen die Etablissements und Gruben der Gesellschaft nach dem Stande des Jahres 1910.

Etablissements zur Raffination des Schwefels:

- | | | |
|----------------|--------------|-----------------------|
| I. Cesena 1a. | III. Faenza. | V. Bellisio (Pesaro). |
| II. Cesena 2a. | IV. Rimini. | VI. Pesaro. |

Gruben im Betrieb:

- | | | |
|-------------------|------------------|------------------|
| 3. Polenta 1a. | 14. Ca di Guido. | 31. Moreia. |
| 4. Busca. | 17. Perticara. | 32. San Lorenzo. |
| 6. Formignano. | 18. Marazzana. | 33. Cavallino. |
| 8. Borello. | 26. Cabernardi. | 34. Schieti. |
| 10. Boratella 1a. | 26. Percozzone. | 35. Gallo. |
| 12. Boratella 1a. | | |

Gruben außer Betrieb:

- | | | |
|------------------|------------------------|-------------------------------|
| 1. Polenta 1a. | 15. Montegelli. | 23. Monastero. |
| 2. Fabbro. | 16. Savignano di Rigo. | 24. Piagnano. |
| 5. Rio Salsa. | 19. San Arduino. | 27. San Giovanni Cattobaglie. |
| 7. Montecavallo. | 20. Pietrarubbia. | 28. San Stefano. |
| 9. Bora. | 21. San Lucia. | 29. Salse Nebbiano. |
| 11. Piavola. | 22. Pietracavola. | 30. Colle Battello-Putido. |
| 13. Bacciolino. | | |

gelb oder honiggelb, bisweilen auch grün gefärbt, je nach seiner Reinheit. Begleitet wird er von Cölestin, Calcit, Aragonit, Gips (Selenit), Kohlenwasserstoffen und Kieselsäure, seltener auch von Epsomit ($\text{MgSO}_4 + 7 \text{aq}$). Der gewonnene Rohschwefel erscheint infolge der beigemengten bituminösen Substanzen gewöhnlich grau und erhält erst nach der Raffination seine schöne gelbe Farbe.

Nach Untersuchungen von L. Bombicci an dem großen Materiale der mineralogischen Universitätsammlung in Bologna kann der Schwefel der Romagna auf folgenden Gesteinen und Mineralien aufgewachsen, also jünger als diese sein: 1. Mergel und mergeliger Kalkstein, 2. Kalkstein, 3. massiger Cölestin, 4. Selenitkristalle (Gips), 5. Calcitkristalle, 6. Aragonitkristalle, 7. Quarz und Chalcedon, 8. bituminöser Mergel. — Umgekehrt findet man auf Schwefel aufgewachsen, also jünger als diesen, folgende Substanzen: 1. Kristalle reinen Schwefels, welche sich von dem unterlagernden Schwefel durch ihre Färbung und Durchsichtigkeit unterscheiden, 2. Kristallgruppen klaren Cölestins, 3. Selenit (Gips), 4. Calcit, 5. Aragonit, 6. dünne Häute von Calcit und hyaliner Kieselsäure, 7. Bitumen. — Eine bestimmte typische Ausscheidungsfolge gibt es also nicht. Es ist dies die Folge einer sekundären Umlagerung der meisten der genannten Mineralien. Dieselben finden sich tatsächlich auch nur in Drusen oder auf Trümmern und sind deshalb sämtlich als sekundäre Produkte anzusehen. — Als interessante Erscheinung teilte uns Bombicci Verschwefelung von Holz mit, eine Erscheinung, die analog der Verkieselung des Holzes zu deuten ist. Die einzelnen Holzfasern sind in solchen Stücken von Schwefel vollkommen durchtränkt und in diesen eingebettet. Früher wurde diese Erscheinung schon von Blum (Pseud., 4. Nachtrag, 1879, S. 170) beschrieben.

An der Erdoberfläche kann man die Gegenwart schwefelführender Schichten am Aussehen des Kalksteins erkennen. Derselbe ist entweder kompakt und führt nur Spuren von Schwefel, oder er ist erdig-porös und mit Gips untermischt. Man findet dieses letztere Gestein vor allem im Ausstrich der Lagerstätte. Es entsteht hier unter dem Einfluß der atmosphärischen Agentien. Die Bergleute der Romagna bezeichnen dieses Gestein als „Magnone“. Es entspricht ziemlich dem sizilianischen „Briscale“, nur ist Briscale gipsreicher.

Über **die einzelnen Schwefeldistrikte** läßt sich kurz folgendes sagen:

Der wichtigste und charakteristischste Schwefeldistrikt der Romagna und der Marken ist das Becken von Cesenate. Dasselbe erstreckt sich vom Tale des Rabbi und des Ronco bis zum Tale des Savio und hängt im Süden mit dem Becken von Montefeltro zusammen. Seine größte Breite

ist im zentralen Teile zwischen Formignano und Cusercoli (13 km). Seine wahre Länge ist unbekannt, da nördlich alles mit jüngeren pliocänen Ablagerungen bedeckt ist. Die Länge zwischen den beiden äußersten Aufschlüssen: Predappio und Paderno beträgt 22 km. Die reichsten Schichten liegen am östlichen Rande des Beckens (nach dem adriatischen Meere zu). Von hier aus nimmt der Reichtum nach dem Zentrum zu merkbar ab, noch mehr aber weiter nach Westen hin, in der Richtung zum Appennin. Im Osten sind die schwefelführenden Schichten sehr regelmäßig gelagert. Die bekannteste der dortigen Gruben ist Formignano.

Das Becken von Montefeltro vereinigt sich im Norden bei der Stadt Paderno (nahe der Grube Piaca) mit dem vorher beschriebenen Becken. Im Süden findet es sein Ende durch das Ausstreichen von Eocänschichten im Tale der Marecchia. Es sind in diesem Becken eigentlich nur zwei Lagerstätten bekannt: im Süden Perticara und im Norden Sapigno. An letzterem Orte bestehen die Vorkommen aus einzelnen Linsen, welche dem oberen Gipshorizonte eingelagert sind. Man unterscheidet hier vor allem drei Linsen-Züge, welche durch ca. 20 m Ton voneinander getrennt sind. In Perticara besteht die Lagerstätte aus einem schichtigen Vorkommen und aus verschiedenen Linsen innerhalb der unteren Abteilung des Gipses. Die Gipse sind inklusive der ihnen zwischengelagerten Tonschichten hier über 100 m mächtig. Die größte Linse ist 450 m lang und 10—30 m dick. Der Schwefel tritt in derselben als klarer, gelber Schwefel auf, im Gegensatz zu dem dunklen, bituminösen Schwefel, welchen die tieferliegende, 2—4 m mächtige Tonschicht führt.

Das Becken von Urbinate zerfällt in drei Teile, von welchen der wichtigste unter der Stadt Urbino liegt, während die beiden anderen sich östlich und westlich hiervon erstrecken. Die Lagerstätten bestehen ihrer Form nach aus Schichten oder Linsen, welche im unteren Teile der Formation liegen. Schwefelvorkommen zwischen dem Gipse sind nicht bekannt. Die wichtigsten Ablagerungen sind die von San Lorenzo in Zolfinelli und von Morcia, dann kommen die von Gallo, Talacchio und Tombolina und zuletzt die Linsen von Isola di Fano. In San Lorenzo besitzen die Schichten eine große Mächtigkeit (2 bis 3 m) und großen Reichtum (400—500 m Ausdehnung). Die Ablagerung wird nach den anderen Gruben dieser Gruppe zu weniger mächtig und ärmer. Die anderen Vorkommen sind 1—2 m mächtig, mit Ausnahme von Tombolina, das 4—5 m Mächtigkeit aufweisen kann. Der Schwefelgehalt nimmt im ganzen Becken ab in der Richtung von den Abhängen des Appennin nach der Umgegend von Cesena und schließlich noch weiter in der Richtung zum Adriatischen Meere hin, und zwar von 30 bis 18, bis 13 und bis 10 Prozent S.

Es ist diese Zahl berechnet aus dem Schwefel ausbringen der Calcaroni, bei Annahme eines Schwefelverlustes von $33\frac{1}{3}$ Prozent. Diese Differenz im Schwefelgehalte drückt sich auch in der mineralogischen Verschiedenheit des schwefelführenden Gesteins aus. Im Westen nämlich ist der Schwefel dunkelbraun und kompakt und hat eine kalkige und kieselsäurereiche Einbettungsmasse, während im östlichen Becken gelber Schwefel auftritt, welcher schließlich in Form von bleichem, seifenähnlichem Schwefel innig mit dem dortigen Ton und Mergel gemengt ist.

Das Becken von Cabernardi hat die Form einer 8 km langen NW—SO gestreckten Ellipse. Die Ablagerungen sind von oben nach unten folgende:

Sandsteine, wechsellagernd mit Ton;
 Gipse und gipshaltige Mergel;
 schwefelführender Kalkstein mit tonigen Lagen;
 Dünnblättrige Mergel mit Tripel;
 knollige helle Mergel.

Bei Cafabri, dem Orte des jetzigen Grubenbetriebes, ist die steil aufgerichtete und NW—SO streichende Lagerstätte 10—15 m mächtig. Sie ist auf 800 m aufgeschlossen, hat aber hiermit ihr Ende noch nicht erreicht. Es tritt bei Cafabri hauptsächlich gelber Schwefel auf, welcher mit einer kalkig-kieseligen Einbettungsmasse in Schichten abwechselt, untergeordnet tritt auch brauner und grauer Schwefel auf. Der Schwefelgehalt beträgt 30 Prozent (Ausbringen in Calcaroni 20 Prozent). Reines Bitumen findet sich bisweilen in Trümmern und Drusen, besonders in der Nachbarschaft des Gipses. Bekannt ist diese Grube in Mineralogenkreisen durch die Schönheit ihrer Kristalle („Peticara“). —

Über die Produktion der Schwefellagerstätten der Romagna geben folgende Tabellen Auskunft (nach Rivista del corpo minerario):

	Produktion von Rohschwefel in Tonnen	Wert der Tonne Rohschwefel (Preis der Raffinerie)
1907	21 926	95,00 Lire
1908	25 105	95,00 „
1909	23 068	95,00 „

Die Produktion der Gruben (1909) ist aus folgender Tabelle ersichtlich:

Provinz	Zahl der Gruben	Produktion des Schwefelrohmaterials			Zahl der Grubenarbeiter
		Menge in Tonnen	Wert pro Tonne	Gesamtwert	
			Lire	Lire	
Ancona	1	60 400	16,36	988 144	287
Forlì	5	48 190	12,51	602 831	452
Pesaro-Urbino .	3	23 910	15,03	359 425	343
Summa	9	132 500	14,72	1 950 400	1 082

Die Schwefellagerstätten Campaniens.

Die Schwefellagerstätten Campaniens¹⁾ liegen in der Provinz Avellino im Tale des Sabato, etwa gleichweit (12 km) von Avellino und Benevento entfernt. Es sind die einzigen bekannten Schwefelvorkommen in dem großen Gebiete zwischen Calabrien und der Romagna.

Die Vorkommen gehören wieder dem Obermiocän²⁾ an (Serie gessoso-solfifera). Überlagert wird dasselbe von pliocänen Ablagerungen. Diese letzteren bestehen zuoberst aus mächtigen Konglomeraten mit eingelagerten Sandsteinen, sandigen Mergeln und reineren Mergelbänken. Das Liegende der Konglomerate bilden fette Tone, in welchen der Schwefel vorkommt.

Die eigentliche Einbettungsmasse des Schwefels ist ein mergelig, kalkiges, bisweilen auch gipshaltiges Gestein, in welchem der Schwefel sehr unregelmäßig verteilt ist. Er findet sich in Form von Trümmern oder kleinen Knollen. Da Hohlräume fast vollkommen fehlen, gehören Schwefelkristalle zu den größten Seltenheiten. Der Reichtum dieser Schichten schwankt zwischen 20 und 25 Prozent. Im Hangenden und Liegenden dieser schwefelführenden Schichten findet man oft Gips. Derselbe ist von

¹⁾ Fuchs et de Launay, *Gîtes minéraux* I, 282. — H. Wolf, Das Schwefelvorkommen zwischen Alta-Villa und Tufo ONO von Neapel. *Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst.* 1869. S. 195—197. — W. Deecke, Zur Geologie von Unter-Italien. I. Das Schwefelbergwerk von Altavilla Irpina in Unter-Italien. *N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal.* 1891. II. 39—48. — Katalog des „Corpo reale delle miniere“ über die Ausstellung italienischen Schwefels auf der Weltausstellung in St. Louis. Roma 1904.

²⁾ Deecke rechnet die Schichten der Schwefelformation zum unteren Pliocän. Es werden diese Ablagerungen meist übereinstimmend als pontisch betrachtet. Das Einfügen dieser Schichtenserie ins untere Pliocän oder obere Miocän ist strittig. Wir schließen uns der herrschenden italienischen Auffassung an und betrachten die betreffenden Ablagerungen ebenso wie die gleichalten Vorkommen von Sizilien als obermiocän.

schmutzig grauer Farbe. Seine Struktur ist feinkörnig bis dicht; seltener sind wasserklare Gipskristalle.

Mit der Entfernung vom Gips nimmt nach Deecke im Ton der Bitumengehalt zu und der Schwefelgehalt ab. Deecke zieht hieraus den Schluß, daß der Schwefel durch Reduktion mittels organischer Substanz aus Gips entstanden sei. In Braunkohle verwandelte Pflanzenreste finden sich vereinzelt in dem Tone. Diese kohligen Partien sind reichlich mit Schwefel imprägniert. Der Schwefel kann hierbei sogar metasomatisch die Kohle ganz verdrängen, so daß die feineren Strukturverhältnisse des Holzes im reinen Schwefel noch zu erkennen sind.

Während in der Tiefe bei Bildung der Schwefellager sich Reduktionsprozesse abspielten, gehen heute in den oberen Teilen unter dem Einfluß des atmosphärischen Sauerstoffs umgekehrte Prozesse vor sich. Hier bildet sich am Boden mancher Stollen eine Kruste von Gips, die von einem dichten, bisweilen fußhohen Pelz von Bittersalz (Magnesiumsulfat) überdeckt wird.

Schwefelquellen sind in der Nähe dieser Vorkommen bekannt. Zudem kommen zahlreiche Mofetten in der Gegend vor, die Kohlensäure und Schwefelwasserstoff ausblasen. Die Entstehung dieser Gasexhalationen führt Deecke nicht auf vulkanische Erscheinungen zurück, da Eruptivgesteine in der Gegend ganz fehlen. Er sieht in ihnen vielmehr Gase, welche bei der langsamen Umwandlung von Gips in schwefelführende Schichten frei werden und entweichen.

Faltungen und Verwerfungen sind in den schwefelführenden Schichten öfter angetroffen. Das herrschende Einfallen ist 30—40° nach Norden. Die Grenzen des Schwefelvorkommens sind unbekannt. Auf 500 m ist die Lagerstätte aufgeschlossen. Die größte Mächtigkeit der Schichten beträgt 25 m.

Da nach dem in Italien herrschenden Berggesetz der Grundbesitzer auch Besitzer des in der Tiefe lagernden Schwefels ist, so konnten sich in das kleine Vorkommen von Campanien drei Besitzer teilen, welche dasselbe auch in drei verschiedenen Gruben ausbeuten.

In der Miniera Vittoria kommt der Schwefel in zwei Linsen vor. Die obere enthielt 35 Prozent S, ist aber jetzt abgebaut, die untere enthält 20 Prozent S. Hangendes der oberen schwefelführenden Linse war Gips, Liegendes war Ton.

Die Miniera della Ditta Fratelli di Marzo enthält den zentralsten und reichsten Teil der Lagerstätte. Sie ist auf 230 m Länge aufgeschlossen. Sie zerfällt durch einen 98 m großen Verwurf in zwei Teile, genannt Sentinella und Riscossa. Der letztere Teil besteht aus 3—4 m

mächtigen, 30° nach Norden einfallenden Schwefelschichten, die im Hangenden eine mächtige Gipsbank, im Liegenden mergeligen Ton führen. Hangendes und Liegendes ist mit Schwefel imprägniert.

Das Vorkommen der Miniera della Società di Altavilla Irpina besteht aus vier Schichten, die vollkommen konkordant zu den anderen Schichten sind und als Zwischenlagerung Mergel oder Gips führen. Die Einbettungsmasse des Schwefels ist ein kalkig-mergeliges oder gipsreiches Gestein. Die Mächtigkeit dieser ganzen Serie ist inklusive der tauben Zwischenmittel 45 m. Im Hangenden folgen dann Gipse von verschiedener Mächtigkeit, mergelige Tone (10—15 m), Sandsteine (15 m) und Konglomerate (über 30 m).

Entdeckt wurden die Schwefellagerstätten Campaniens im Jahre 1866. Im Jahre 1909 (1908) waren 3 (3) Gruben in Betrieb, welche 40298 (33815) Tonnen Rohmaterial im Werte von 877438 (766618) Lire, d. h. 21,77 (22,67) pro Tonne förderten. Beschäftigt wurden von den Gruben 441 (403) Arbeiter.

Die Schwefellagerstätten Calabriens.

In Calabrien¹⁾ liegen in der Provinz Catanzaro Schwefelgruben in der Umgegend von Cotrone, und zwar bei Strongoli, San Nicola dell'Alto, Melissa, Casabona und Verzino. Dieses ganze schwefelführende Gebiet ist nur etwa 6 qkm groß. Sonstige abbauwürdige Schwefelmassen sind in Calabrien unbekannt, obwohl Reste obermiozäner Schichten auch noch an vielen anderen Stellen dieses Landes gefunden werden.

Die schwefelführenden Schichten finden sich, wie in Sicilien, in den Ablagerungen der Obermiocänzeit. Das Profil dieser Ablagerungen ist von oben nach unten folgendes:

- a) Sandsteine, Konglomerate und Mergel von pliocäнем Alter;
- b) Gipse verschiedener Ausbildung;
- c) gipsführende Mergel;
- d) schwefelführender Kalkstein;
- e) mergeliger, geschichteter Gips („balatino“);
- f) kieseliger Kalkstein („cagnino“);
- g) Tripelschiefer.

Das Streichen der vielfach gestörten Schichten ist ONO—WSW, das Einfallen 35—40° SSO. Die Mächtigkeit der schwefelführenden Schichten

¹⁾ Katalog des Corpo reale delle „miniere“, anlässlich der Weltausstellung von St. Louis. Roma 1904.

schwankt zwischen 50 cm und 4 m. Ihre Gestalt ist linsenförmig. An einzelnen Stellen, wie bei Comero (Strongoli), sind die Schichten ganz von bituminösem Ton („tufi“) eingehüllt. Der Schwefelgehalt ist sehr gering. Selten steigt er über 10 Prozent, oft erreicht er nur 7 Prozent. —

Über einzelne Gruben sei kurz folgendes mitgeteilt:

Miniera Santa Maria del Comero (Strongoli) hat sehr regelmäßige Lagerung (Einfallen 20—30° SO, Streichen NO—SW). Der Schwefel findet sich in vier mergeligen, ca. 0,80 m mächtigen Schichten, welche durch schwefelfreien Mergel getrennt sind. Im Hangenden lagern kompakte Sandsteine, im Liegenden Mergel und stellenweise Tripelschiefer.

Miniera Comero-Quercie (Strongoli) baut zwei Linsen ab, die bis 10 m mächtig und vollkommen in bituminösen Ton („tufi“) eingeschlossen sind. Im Liegenden dieser Linsen findet sich, getrennt durch Gips, ein ca. 1 m mächtiger Kalkstein, welcher in seinem Liegenden eine schwefelführende Schicht von 1,50—2 m, darunter wieder Kalkstein und dann bituminösen Mergel und Tripelschiefer führt.

Miniera Santa Domenica (Melissa) zeigt von oben nach unten folgendes Profil:

- a) Gips von verschiedener Mächtigkeit mit zwischengelagerten Mergelbänken;
- b) gipsreicher Sandstein (3 m), bisweilen ersetzt durch bituminösen Ton („tufi“);
- c) schwefelführende Schicht (0,90 m);
- d) verschiedene kalkig-mergelige Schichten, gipsreiche Sandsteine und bituminöse Mergel (zusammen 7,30 m);
- e) zwei schwefelführende Schichten, getrennt durch eine Lage Mergel und bituminösen Ton (7,30 m);
- f) kieselsäurereicher Kalkstein;
- g) Tripelschiefer.

Das Gestein der schwefelführenden Schichten ist mergelig-kalkig, an einigen Punkten enthält es auch Gips.

(Man beachte die Ähnlichkeit dieses Profils mit den Profilen der gleichalten sizilianischen Schwefelablagerungen.)

Im Jahre 1909 (1908) waren in Calabrien 7 (7) Gruben in Betrieb, welche 35553 (35204) Tonnen förderten, im Gesamtwerte von 269439 (261994) Lire, d. h. 7,58 (7,44) Lire pro Tonne. Beschäftigt waren 176 (177) Arbeiter.

Die Schwefellagerstätten Siziliens.

Die geographische Lage der sizilianischen Schwefelvorkommen.

Die abbauwürdigen Schwefellagerstätten Siziliens¹⁾ liegen zwischen Gibellina (Prov. Trapani) im Westen und Centuripe (Prov. Catania) im Osten. Von dort erstrecken sie sich in südlicher Richtung durch die ganze Insel bis ans Meer. Die größte Länge dieses Gebietes ist 160—170 km, die größte Breite 85—90 km. Innerhalb dieses großen Areales liegen die reicheren Vorkommen an bestimmten Stellen konzentriert. (Fig. 41.)

Unter den zahlreichen Schwefelgruben Siziliens kann man nach Mottura folgende Hauptgruppen unterscheiden:

In der Provinz Catania: Centuripe, San Filippo oder Aggira und Assaro.

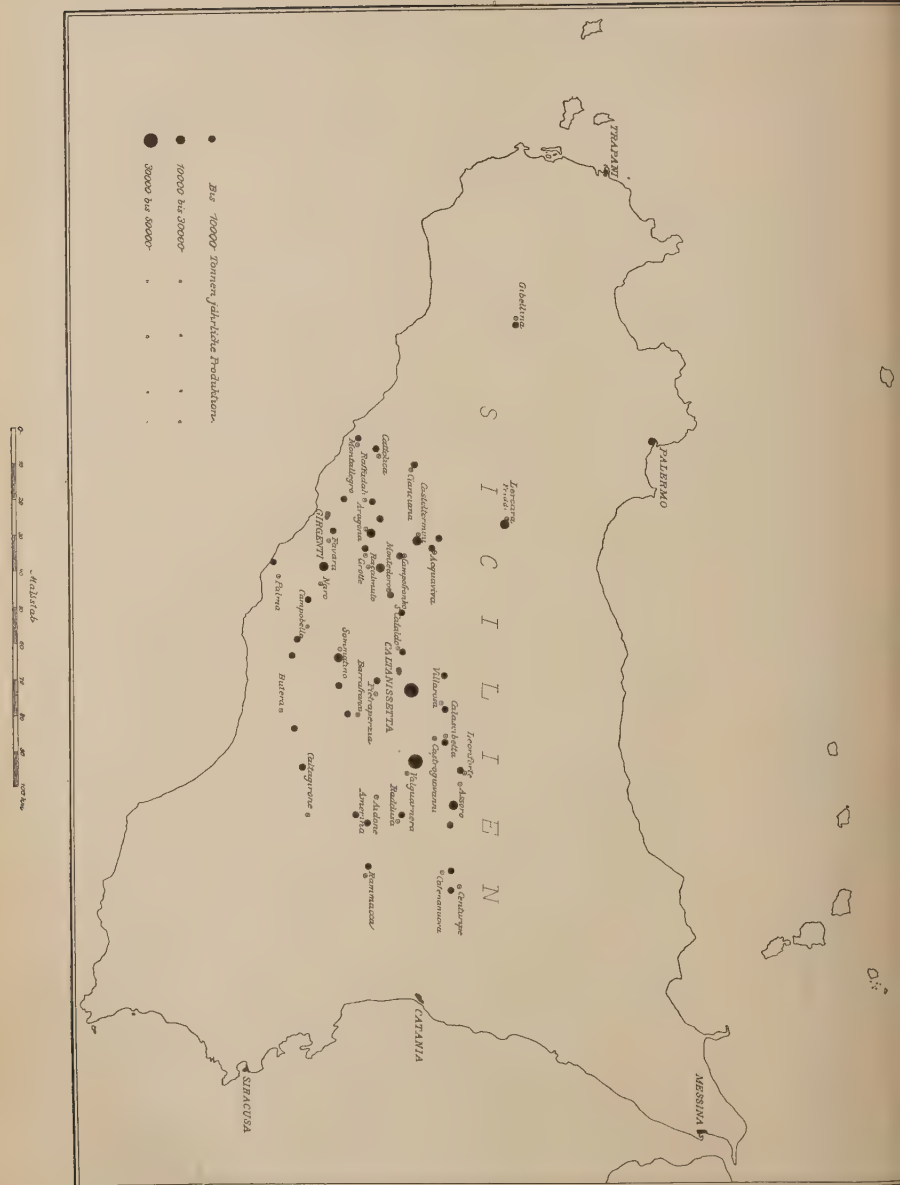
In der Provinz Caltanissetta: Castrogiovanni, Carapepe oder Valguarnera, Villarosà, Juncio bei Caltanissetta, San Leonardo bei San Cataldo, Serradifalco, Gibia Rossa bei Delia, Sommatino und Montedoro.

In der Provinz Girgenti: Campobello, Racalmuto, Grotte, Comitini, Aragona, Casteltermini, Favara, Cianciana und Cattolica.

In der Provinz Palermo: Lercara.

In frühen Zeiten mögen Schwefelvorkommen einmal über die ganze Insel zerstreut gewesen sein. Später wurden diese Schichten aber durch Gebirgsbildung und darauf folgende Denudation und Erosion an vielen Stellen zerstört. Daher finden wir im Nordosten und im äußersten Südosten der Insel heute keine Schwefellagerstätten mehr. An anderen Stellen sind die schwefelführenden Schichten durch jüngere Ablagerungen bedeckt und der Beobachtung entzogen.

¹⁾ S. Mottura, Sulla formazione terziaria nella zona solfifera della Sicilia; Memoire R. comitato geologico d'Italia. Vol. I. 1871. — Neudruck: Caltanissetta 1910, edito a cura della Società dei Licenziati dalla R. Scuola Mineraria di Caltanissetta. — G. v. Rath, Ein Ausflug nach den Schwefelgruben von Girgenti. Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. 1873. S. 584 ff. — Ch. Ledoux, Memoire sur les mines de soufre de Sicile. Annales des mines. Paris 1875. S. 1 ff. (Enthält bergbauliche und ökonomische Mitteilungen.) — A. v. Lasaulx, Beobachtungen in den Schwefeldistrikten von Sicilien. Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. Stuttgart 1879. S. 490 ff. — L. Baldacci, Descrizione geologica dell' Isola di Sicilia. Memoire descrittive della Carta geologica d'Italia. Roma 1886. — G. Spezia, Sull' origine del solfo nei giacimenti solfiferi della Sicilia. Torino 1892. — Catalogo della mostra fatta dal corpo reale delle miniere all' esposizione universale di Saint Louis nel 1904 con speciale riguardo alla produzione italiana dei solfi e dei marmi. Roma 1904. — Eigene Beobachtungen des Verfassers auf einer Reise durch die sizilianischen Schwefeldistrikte im September 1910.



Die Geologie der sizilianischen Schwefeldistrikte.

Die Tertiärformation wird in Sizilien unterlagert von kretaceischen, jurassischen und von noch älteren Sedimenten. Die Basis des Tertiärs bildet Eocän, vor allem nummulitenführender Kalkstein. Die Fossilien dieser Ablagerungen weisen auf marine Bildung dieser Schichten hin.

Auf dieses marine Eocän folgt Miocän (bis 2000 m mächtig). Dasselbe gliedert sich nach Baldacci im mittleren, westlichen und südlichen Sizilien von oben nach unten in folgender Weise:

Pliocän.

Obermiocän:

- a) Serie gessoso-solfifera (= Gips-Schwefel-Formation¹).
 1. Gipse, „Tufi“, Schwefel, Kalksteine. (Petrefakten: Congerien, Fische, Lignit.)
 2. Mariner Kalkstein, gleichalt mit den Congerienschichten. Hauptfossil: *Pecten aduncus*.
- b) Sarmatien.

Tripelschiefer, wechsellagernd mit Mergel (Petrefakten: Fische, Lignit, Foraminiferen).
- c) Tortonien.

Korallenkalk, unterlagert von sandigem Ton, Sandstein, Gips und Steinsalzlinsen (Petrefakten: Madreporen, *Bulla elongata*, *Nassa semistriata*, *Mitra ebenus*, *Pisania exculpta*).

Mittelmiocän:

Helvetien.

1. Sandsteine (Pteropoden, *Lucina*).
2. Kalksteine (*Clypeaster insignis*).
3. Kalkige Sandsteine.

Untermiocän:

Aquitaniien.

1. Quarzitisches Sandsteine (*Echinolampas Suessi*).
2. Abwechselnde Lagen von Ton, Sandstein und Mergel.

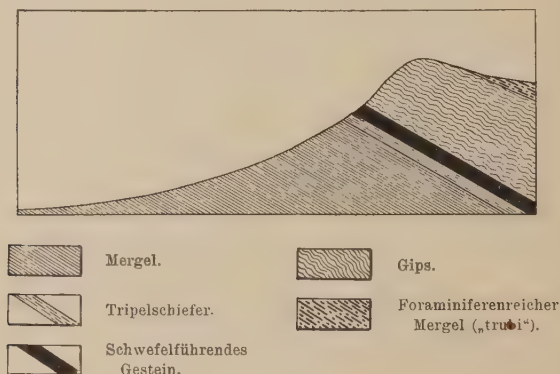
Eocän.

Überlagert wird das Miocän konkordant von pliocänen Ablagerungen, zunächst von sog. „Trubi“, einem foraminiferenreichen Mergel, der ein Drittel bis ein Viertel seiner Masse aus *Orbulina universa* d'Orb. und

¹) Von E. Kayser, Formationskunde II. Aufl., 1903. S. 520, ins Unterpliocän (= Messinian) gestellt. Siehe Anmerkung bei den Schwefellagerstätten Campaniens.

Globigerina bulloides resp. *regularis* d'Orb. besteht. Hierauf folgen blaue Tone mit marinen Fossilien (*Buccinum*, *Natica*, *Dentalium* usw.), darauf Muschelbreccien („tufo calcareo“) und zuletzt pliocäne gelbe Sande, welchen einzelne härtere Sandsteinbänke zwischengelagert sind. Die Sande führen zahlreiche marine Fossilien (*Terebratula*, *Pecten*, *Venus*, *Turritella* usw.). Zwischen Sanden und Muschelbreccie findet sich meist eine charakteristische Austernbank.

Die über dem Pliocän lagernden quartären Ablagerungen findet man vor allem in der Nähe der Küste. Die marinen Bildungen des Quartärs steigen hier bis zu 70 m über das Meer an. Diese Ablagerungen haben ihre Hauptverbreitung in den westlichen Teilen der Insel. —



Maßstab 1 : 6000.

Figur 42.

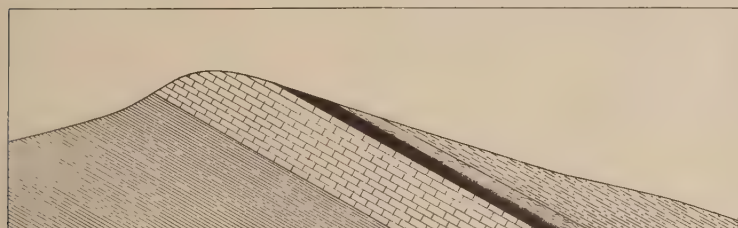
Profil der Schwefelgrube „Stincione“ im Norden von Serradifalco.
(Nach Mottura.)

Für die Schwefellagerstätten am wichtigsten ist die Serie gessoso-solfifera. Auf diese und die sie unterlagernden Tripelschiefer sei im folgenden noch näher eingegangen. Betreffs weiterer stratigraphischer Mitteilungen sei auf die ausführlichen Beschreibungen von Baldacci und Mottura verwiesen.

Die Tripelschiefer sind weiße, feinblättrige Gesteine. Sie bestehen hauptsächlich aus Kieselresten von Radiolarien, Diatomeen und Spongien, welchen Mergel und Kalkstein beigemischt ist. Schlägt man diese Schiefer mit einem Hammer an, so verbreiten sie einen starken bituminösen Geruch. Nach Analysen von Mottura enthält der reine Tripelschiefer 30—70 Prozent Kieselsäure und 8—38 Prozent Kalk und Magnesia. Von Fossilien finden

sich in dem Schiefer außer den bereits genannten mikroskopischen Resten noch zahlreiche Fische (*Lebias crassicaudus*, *Leuciscus Oeningensis*), Insekten (*Libellula doris*) und Pflanzen. An einzelnen Stellen (z. B. Sinatra) sind auch unregelmäßige Lignitflöze und mit Schwefel imprägnierte Kalksteine dem Schiefer zwischengelagert. Die Mächtigkeit dieser Schichten schwankt zwischen wenigen Metern und 60—70 m. (Fig. 42.)

Überlagert wird der Tripel konkordant von der „Serie gessoso-solfifera“, der bis 100 m mächtigen Gips-Schwefel-Formation. Dieselbe setzt sich zusammen 1. aus Gipsen, denen Schichten mit Congerien und solche mit *Pecten aduncus* zwischengelagert sind, wodurch sich ihre marine Entstehung kundgibt; 2. aus mehr oder weniger bituminösen, teils auch salzigen Tonen („Tufi“) und aus Schwefel, vermengt mit Kalk-



Mergel.



Gips („ballatino“) und bituminöser Mergel.



Verkieselter Kalkstein.



Foraminiferenreicher Mergel („trubi“).



Schwefelführende Schicht.

Maßstab 1 : 5000, bei doppelter Überhöhung.

Figur 43.

Profil der Schwefelgrube „Grasta“ bei Delia. (Nach Mottura.)

stein, Gips und Ton. An der Basis der ganzen Serie findet sich zudem ein grobbankiger, konkretionärer Kalkstein. Ihrer Entstehung nach weist diese ganze Schichtenfolge (nach Baldacci) auf ein abgeschnürtes und eindunstendes großes Meeresbecken hin.

Der Kalkstein an der Basis dieser Schichten ist oft verkieselt. Seine größte Mächtigkeit beträgt 50—60 m, meist aber nur 1—3 m. Allmähliche Übergänge zum Tripelschiefer sind öfter beobachtet. (Fig. 43.)

Die „Tufi“ sind bituminöse, schwärzliche Mergel, welche die eigentlichen Schwefelschichten untereinander oder vom Kalkstein trennen. Sie enthalten fast immer einige Schwefelkonkretionen. Ihre Mächtigkeit beträgt 0,50—1 m, selten 2 m.

Der Gips ist das charakteristischste und verbreitetste Gestein der „Gips-Schwefel-Formation“. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Metern und 100 m. Er kommt in verschiedenen Varietäten vor. Bald ist er äußerst grobkristallin und alabasterähnlich. Fußgroße Gipskristalle liegen häufig in einer mergelig-kalkigen Grundmasse und leuchten, von der Sonne beschienen, „wie Fensterscheiben“ aus den Felswänden hervor. Bald ist der Gips auch feinkörnig bis dicht und marmorähnlich. Alle möglichen Übergänge sind zwischen diesen beiden Haupttypen bekannt. Mit Mergel gemischte, schön geschieferte Gipse werden mit dem Namen „Ballatino“ bezeichnet. Alle diese Gipse liegen größtenteils im Hangenden der eigentlichen Schwefelschichten. In dem Landschaftsbilde äußert sich das Auftreten des Gipses vor allem durch große Öde und Unfruchtbarkeit.

Der Schwefel liegt meist eingebettet in mergeligen Kalkstein, in welchem er in kleinen Geoden und Putzen oder in schichtigen Streifen als gediegener Schwefel vorkommt. An den vielen Stellen, wo dieser Kalkstein keinen oder wenig Schwefel führt, ist er meist reich an Bitumen. Auf diese Ablagerungen ist in einem besonderen Kapitel näher eingegangen.

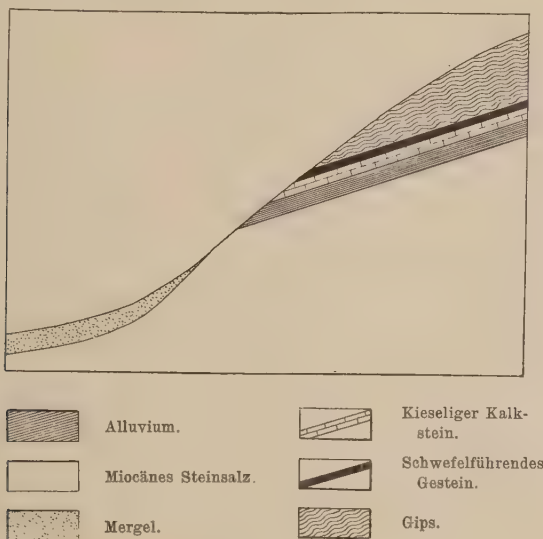
Im Liegenden der schwefelführenden Schichten tritt in Verbindung mit den älteren Gipsschichten wie aus dem Profil ersichtlich auch Steinsalz auf, vor allem in der Gegend von Racalmuto und Grotte, sowie weiter nordwestlich zwischen Casteltermini und Camerata. Das Steinsalz wird an einzelnen Stellen abgebaut. Es ist in Zwischenräumen von 1 bis 10 cm gebändert, wodurch nach Ansicht Motturas jedesmal der Absatz eines Jahres (wohl besser als Absatz einer Jahreszeit gedeutet) angekündigt wird. Je reiner das Salz ist, desto mächtiger sind die einzelnen Schichten — eine Folge der größeren Eindunstung in trockenen Perioden, während in Regenzeiten sich weniger mächtige und unreinere Salzschichten bildeten. (Fig. 44.)

Neben weißem Steinsalz finden sich auch tiefblau und rot gefärbte Varietäten. Sylvin kommt vereinzelt vor, ebenso auch Arcanit, ein Kalinatronsulfat (z. B. bei Alimena). Bei Buonpensiero-Nadur hat man im Gips Adern und Linsen von Natriumsulfat (Glaubersalz) gefunden. Zeitweilig hat man dieses Salz hier sogar mit geringem Gewinn ausgebeutet.

Die Lagerung aller präquartären Ablagerungen ist auf Sizilien sehr gestört. Bisweilen lagern die Schichten horizontal oder flach geneigt, viel öfter aber sind sie steil aufgerichtet, mitunter überkippt und häufig im großen verworfen. Das Relief der Insel, ein wahres Chaos von Hügeln und Bergen, gibt schon eine Andeutung der außerordentlichen Störungen. Die quartären Meeresablagerungen haben, abgesehen von

späteren Hebungen, keine so gestörte Lagerung wie ihr Untergrund: sie lagern meist horizontal.

Erinnert sei ferner auch an Erscheinungen des Vulkanismus, die auf Sizilien am Ätna ja noch heute auftreten. Von manchen Forschern werden diese vulkanischen Erscheinungen, die auch bereits im Tertiär stattfanden, direkt oder indirekt in einen genetischen Zusammenhang mit der Bildung der Schwefellagerstätten gebracht.



Maßstab 1 : 9000.

Figur 44.

Profil der Schwefel- und Steinsalzgrube „Antinori“ bei Casteltermini.
(Nach Mottura.)

Für eine genetische Erklärung der Schwefellagerstätten sind auch die Salsen der Insel, wie die Maccaluben von Caltanissetta, von Bedeutung. Diese Maccaluben sind mit salzigem Wasser angefüllte Öffnungen, aus welchen in unregelmäßigen Zwischenräumen brennbare Gase aufsteigen. Andere derartige Maccaluben liegen in der Nähe von Girgenti und etwas weiter entfernt (37,5 km) bei Palazzo Adriano (Prov. Palermo). Unfern des letztgenannten Ortes entspringt dem Kalkstein auch eine schwache Petroleumquelle, welche täglich etwa 1 Liter Öl liefert. (J. Silvestri, *Sopra un supposto nuovo cono vulcano della Sicilia*, Atti Acc. Giionnia. Serie III. Vol. V.)

Mineralogie und Geologie der sizilianischen Schwefelschichten.

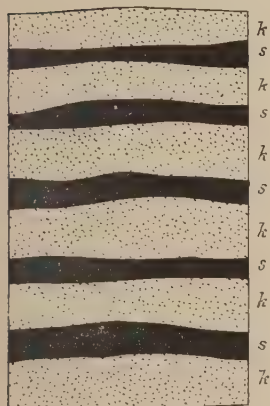
Der Schwefel der sizilianischen Vorkommen findet sich meist in einem mergeligen Kalkstein, vereint mit Gips und bituminösem Mergel (Tuffi). Seine Struktur ist dicht oder grob kristallin, gewöhnlich aber derb, seine Farbe bald braun oder braungrau, bald lichtgelb. Die dunklere Färbung verdankt er einer innigen Beimengung bituminöser Substanzen.

Die Lagerung der schwefelführenden Schichten ist im großen nicht die langaushaltender Flöze, sondern mehr die großer Linsen, von wechselnder Mächtigkeit und von wechselndem Reichtum. Drei bis vier Schwefelschichten folgen bisweilen übereinander. Eine größere Anzahl von Schwefelschichten ist seltener. Die Grube „Solfara Grande di Sommatino“ zeigt deren sechs (siehe Profil). Die Mächtigkeit der einzelnen Schwefelschichten beträgt 1—2,5 m, aber auch bis 30 m. Die Mächtigkeit der zwischen den einzelnen Schwefelschichten liegenden tauben Mittel erreicht gewöhnlich kaum 1 m.

Innerhalb der schwefelführenden Schicht ist das Verbandsverhältnis des Schwefels mit dem Nebengestein entweder das unregelmäßiger Putzen und kleiner Nester, wobei Schwefel und Kalkstein innig miteinander gemengt sein können, oder das 1—2 mm mächtiger Schichten, die mit den Nebengemengteilen abwechseln. (Fig. 45 und 46.) Die Schichtstruktur, die „Struttura soriata“, kann ihrerseits wiederum in zweierlei Form auftreten. Entweder wechselt dichter mergeliger Kalkstein in stärkeren Lagen mit dünneren kompakten Schwefelschichten ab, oder an der unteren Grenze des dichten Kalksteines zum Schwefel schiebt sich noch eine Schicht kristallinen Calcites ein, deren Kristallspitzen dann nach unten zeigen und von der dort befindlichen Schwefelschicht oft durch einen leeren Raum getrennt sind. Die Mächtigkeit dieser einzelnen Lagen beträgt bis zu einigen Centimetern. Dieser geschichtete Typus wurde zuerst von Mottura in der Grube Solfara Grande di Sommatino studiert, später von Stutzer (1910) in der Grube Gessolungo-Trigona. Ein allmählicher Übergang der kompakten und drusigen Varietäten dieser geschichteten Schwefelerze ineinander wird oft beobachtet. Wir halten daher die beiden Typen auch für auseinander hervorgegangen, und zwar ist der calcitführende drusige Typus B der sekundäre Typus, während der kompakte Typus A der primäre Typus ist, obwohl der kristalline Habitus seines Schwefels wohl auch erst durch Umkristallisation einer mehr feinkörnigen Schwefelschicht entstanden ist. Die sedimentäre Entstehung dieser geschichteten Absätze wird durch weitere Beobachtungen in der Grube Gessolungo noch mehr gestützt. Die gebänderten Schwefelschichten zeigen nämlich an vielen

Stellen dieser Grube typische Diagonalschichtung, wie sie nur durch Ablagerung im flachen Wasser entstehen kann (Deltabildung). Ferner ist das untere der beiden Schwefelflöze vor Ablagerung des oberen an einzelnen Stellen erodiert worden. Man ersieht hieraus, daß vor Ablagerung des oberen Flözes das untere bereits fertig vorgelegen hat. (Fig. 48.)

Ein ziemlich sicheres Anzeichen für die Gegenwart von Schwefellagerstätten ist der sogenannte „Briscale“. Dieses Gestein entsteht bei der Oxydation des Schwefels und durch Einwirken der hierbei freiwerdenden



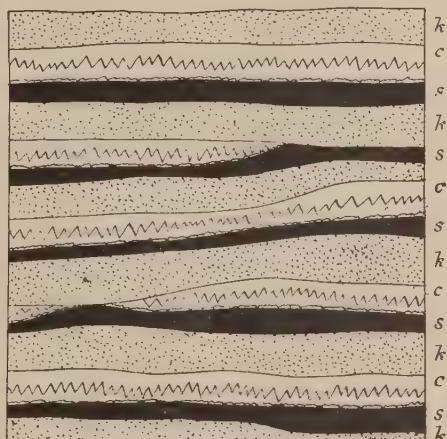
s = Schwefel; k = Kalkstein;

Figur 45.

Geschichtetes schwefelführendes Gestein der Grube „Solfara Grande di Sommatino“.

Typus A.

(Nach Mottura.)



s = Schwefel; k = Kalkstein;

c = Calcit;

Figur 46.

Geschichtetes schwefelführendes Gestein der Grube „Solfara Grande di Sommatino“.

Typus B.

(Nach Mottura.)

Schwefelsäure auf Kalkstein. Letzterer wird hierdurch in ein wasserhaltiges Calciumsulfat (Gips) umgewandelt. Die Struktur des „Briscale“ ist körnig, porös, seine Farbe weißgelb. Eine ähnliche Zersetzung findet unter dem Einfluß atmosphärischer Agentien nach einiger Zeit auch am Haldenmateriale statt (calcare perciulato).

Der Briscale dient in Sizilien vielfach als Leitschicht beim Aufsuchen von Schwefellagerstätten. Dem erfahrenen Bergmann gestattet er sogar einige Rückschlüsse auf die Beschaffenheit der primären

Lagerstätte. Ist der Briscale nämlich hart infolge Beimengung kristallinen Gipses, Mergels oder Kalksteins, so ist die primäre Lagerstätte arm. Hat der Briscale aber keine kristalline Struktur, ist er vielmehr erdig weich und leicht zerreiblich, so ist die primäre Lagerstätte meist reich. Auf unmittelbare Nähe der tiefer liegenden primären Schwefelschichten deutete die Beimengung einer gewissen Menge Schwefel. Eine große Mächtigkeit des Briscale läßt fast immer auch auf große Mächtigkeit der schwefelführenden Schicht schließen.

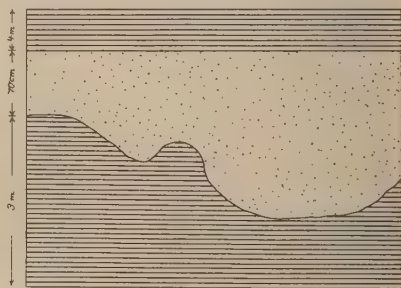
Begleitmineralien des kristallisierten Schwefels sind vor allem Cölestin, Aragonit, Calcit und Gips, letzterer häufig in schönen, wasser-



Figur 47.

Gebändertes schwefelführendes Gestein der Grube Gessolungo-Gaetani bei Caltanissetta. $\frac{1}{2}$ natürliche Größe. Original in der Lagerstättensammlung Freiberg (Sachsen).

Schwarz = Schwefel; punktiert = Kalkstein; weiß = Calcit.



Figur 48.

Schematisches Profil der discordanten Lagerung des Tones zwischen geschichteten unterem und geschichteten oberem Schwefelfluß in der Grube Gessolungo-Trigona bei Caltanissetta.

hellen Kristallen. Alle diese kristallisierten Mineralien sind mitsamt dem kristallisierten Schwefel Produkte sekundärer Umsetzung auf Klüften, Spalten und in Drusen. Sie sind keine primären Bildungen. Calcit ist in diesen sekundären Vorkommen mit dem Schwefel gleichzeitiger Entstehung, denn beide Mineralien können sich gegenseitig umhüllen. In Hohlräumen erscheint Calcit auch als zierlicher Stalaktit, der wie ein langer weißer Stab von der Decke herabhängt. Diese Stalaktiten haben Cölestinkristallen bisweilen als Ansatzpunkte gedient. Die Cölestinkristalle können dann ihrerseits auch noch von Calcit überzogen sein. Jüngere Schwefelkristalle sind an diesen Stalaktiten ebenso wie der

Cölestin bisweilen angewachsen und von jüngerem Calcit wieder überkrustet (Umhüllungspseudomorphosen). (Fig. 49.)

Seltener unter den Begleitmineralien ist Opal, den man in Form kleiner brauner Stalaktiten oder dünner Überzüge gefunden hat. Seine dunkle Farbe rührt von bituminöser Substanz her. Sehr selten ist Baryt, der in äußerst kleinen Tafeln kristallisiert. Cölestin wurde an einzelnen



Figur 49.

Schwefel, überkrustet von Quarz, auf welchem jüngerer Schwefel aufgewachsen ist. Der gelbe Schwefel erscheint in der Photographie dunkel. Sowohl der ältere als auch der jüngere Schwefel dieses Stückes ist durch Umsetzung primär abgelagerten Schwefels entstanden. Grube Giona bei Racalmuto (Sizilien). Original in der Freiburger Lagerstättensammlung.
Natürliche Größe.

Stellen, wo er sich in größeren Mengen fand, früher auch abgebaut und exportiert, so bei Favara, Licata, Caltanissetta und Sommatino. In der Grube Grotta Calda bildet er abwechselnde Schichten mit Kalkstein und Schwefel, die in den unteren Bänken 7—8 cm mächtig sein können. Die bituminösen Tone, welche den Schwefel begleiten, enthalten oft größere Mengen von Asphalt, wie bei Giona, nahe Racalmuto, wo derselbe auch ausgebeutet wurde. Von letzterem Orte ist auch noch ein seltenes

Mineral, der Melanophlogit, zu erwähnen. Derselbe sitzt in kleinen Würfeln oder in dünnen Überzügen auf dem Schwefel und hat folgende Zusammensetzung: 89,46 Prozent SiO_2 , 5,60 Prozent S O_3 , 1,33 Prozent C, 0,25 Prozent Fe_2O_3 , 2,42 Prozent Glühverlust.

Eine bestimmte paragenetische Reihe der Mineralien läßt sich bei den Mineralien der Schwefellagerstätten nicht aufstellen. Nur Aragonit scheint vielen Forschern eine ausschließlich ältere Bildung zu sein. Auf Stücken der Freiburger Lagerstättensammlung sieht man jedoch auch Aragonit als jüngere Bildung auf Schwefel aufsitzen. Zu den jüngsten Bildungen gehört, außer dem überall erscheinenden Schwefel, der Quarz, Opal und Melanophlogit.

Gasausströmungen von Kohlenwasserstoffen, Kohlensäure und mitunter auch Schwefelwasserstoff werden in den Gruben oft angetroffen. Ihr Ausbruch erfolgt häufig mit großer Gewalt und bildet eine große Gefahr für die Bergleute.

Der Schwefelgehalt der Lagerstätten ist in den westlichen Teilen der Insel meist geringer als in den mittleren. Reichere Lager haben 15—20 Prozent Schwefel, vereinzelte auch bis zu 50 Prozent (bei Naro sogar stellenweise 80—90 Prozent), weniger reiche 12—15 Prozent. Der Durchschnittsgehalt beträgt nach Mottura 20—21 Prozent. Ein Gehalt unter 8 Prozent gilt als unabbaubar. Bis zu 40 Prozent betrachtet man die Fördermasse als mit Schwefel imprägnierten Kalkstein, über 40 Prozent als mehr oder weniger verunreinigten Schwefel.

Über den Durchschnittsgehalt gibt uns De Launay weiter noch folgende Notizen: Bei Madore (Lercara) beträgt der Durchschnittsgehalt 20 Prozent, bei Grottacalda 25—27 Prozent, bei Sommatino 18—26 Prozent, bei Cimicia (Racalmuto) 21 Prozent. Ferner teilt uns Baldacci mit:

Crescimanno und Macri bei Mandravecchia 15—17 Prozent

Pernice bei Racalmuto	30	„
Gibellina	20—23	„
Montedoro	13—25	„
Muculufa	17—18	„
Naro	50	„ (stellenweise 80—90 Prozent)
Licata	15	„
Juncio-Gruppe bei Caltanissetta . . .	20—22	„
Franchetti	15—17	„
Trabonella	18	„
Capodarso	15	„

Die Gestalt der Schwefellager ist, wie bereits hervorgehoben, mehr die isolierter, großer Linsen als die regulärer Flöze. Über die Ausdehnung derselben seien (nach Mottura) folgende Zahlen angeführt:

Die Vorkommen von Villarosa haben ca. 7 km Länge, die von Juncio, Trabonella und Capo d'Arso nicht mehr als 5—6 km. Die Vorkommen von San Cataldo haben weniger als 2 km Längenausdehnung, die von Gibia Rossa und Crasta bei Delia sind 2 km lang, die von Grottacalda, Floristella und Gallizzi $3\frac{1}{2}$ —4 km.

Die Breite dieser Vorkommen schwankt zwischen 300 m und 1 km, selten beträgt sie mehr. Der Durchschnitt ist 500 m. Bei entsprechendem Einfallen der Schichten wird die wirkliche Breite naturgemäß scheinbar kleiner.

Die Mächtigkeit des schwefelführenden Kalksteines ist sehr verschieden. Die Durchschnittsmächtigkeit ist 3—4 m. Weitere Einzelheiten über Mächtigkeit bringt der folgende Abschnitt.

Beschreibung einzelner Lagerstätten.

Von den überaus zahlreichen Schwefellagerstätten Siziliens seien im folgenden nur einige wenige im Anschluß an die Mitteilungen Baldaccis kurz beschrieben.

Im Südwesten des Gebietes liegen die Schwefelgruben des Colle Rotondo und der Piana di Virzi bei Cattolica. Am Colle Rotondo streicht die schwefelführende Bank Nord-Süd und fällt 50° nach Osten ein. Ihre Mächtigkeit beträgt 2—10 m. In der Piana di Virzi bilden Gipsschichten eine Synklinale. Eine Kalkbank ist diesen Gipsschichten zwischengelagert. Dem Kalkstein und den Gipschichten sind zwei sehr reiche und etwas bituminöse Linsen schwefelhaltiger Mineralien eingelagert, mit einer Durchschnittsmächtigkeit von je 2 m. —

Bei Casteltermini liegen die Gruben Antinoro und Castelli. In letzterer folgen auf 2—4 m „Briscale“ folgende Schichten:

Schwefelführende Schicht	2 m
Bituminöser Kalkstein	ca. 2 „
Kristalliner Gips	95 „
Sandstein	1 „
Gips	25 „
Pyrithaltiger Ton	1 „
Gips	20 „
Kieseliger, konkretionärer Kalkstein	ca. 10 „
Tripelschiefer.	

In der schwefelreichen Umgegend von Racalmuto und Grotte liegen zahlreiche Schwefelgruben. Am bekanntesten sind die Schwefelgruben des Monte Cimicia und Pernice-Cannatone nördlich von Racalmuto

(625 und 591 m Höhe). Abgesehen von einigen Linsen, die unregelmäßig zerstreut hier und da in Gips oder Ton eingebettet sind, besteht das ganze Vorkommen des Monte Pernice aus zwei reichen Flözen. Das obere (sog. „Stagnone“) befindet sich im oberen Teil des Berges, im Kontakt zwischen Gips und Pliocän („trubi“). Seine mittlere Mächtigkeit betrug 10 m bei einem Gehalte von 30 Prozent S und höher. Sein Einfallen war 25° OSO. Es ist zurzeit abgebaut. Unterlagert wurde dieses Flöz von 127 m mächtigen Gips mit zwischengeschalteten tonigen Bänken. Hierunter folgte eine 1,30 m mächtige bituminöse Tonablagerung mit Schwefel und dann ein reiches und mächtiges Schwefelflöz, welches an einzelnen Stellen durch Zwischenlagerungen in zwei oder drei Teile getrennt war. Im Liegenden dieses Flözes fanden sich verkieselte Kalke und dann mächtige Tripelschiefer. Das Einfallen dieses Flözes schwankte. Im Mittel betrug es 35—40° SO. Der Schwefelgehalt variierte zwischen 15 und 25 Prozent.

Am Monte Cimicia liegen die Gruben Giona, Mendola und Cozzo Tondo. Die Mächtigkeit der schwefelführenden Schicht ist hier 2—3,50 m, ihr Schwefelgehalt 18—20 Prozent. Charakteristisch für diese Gruben ist die starke Imprägnation der schwefelführenden Schicht mit Bitumen, das an einzelnen Stellen auch in reinen Massen dem Gestein entquillt. Der gewonnene Rohschwefel dieser Grube ist infolgedessen auch dunkel gefärbt und enthält 6—8 Prozent Bitumen. Bekannt ist von dieser Grube das Vorkommen von Melanophlogit. Bei Giona wird gleichzeitig Steinsalz in großen Höhlen abgebaut. —

Die Schwefelvorkommen von Gibellina bei Racalmuto bauen die Gruben Tulumello, Bordonaro und Alfano. Die Länge der 4 m mächtigen Schicht ist 250 m, der Gehalt 20—23 Prozent S, das Streichen: Ost—West, das Einfallen 65—70° S.

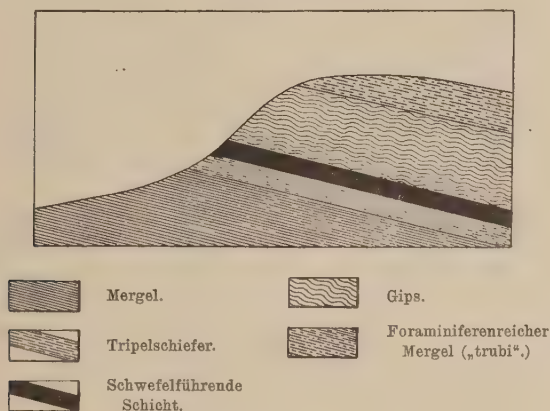
Nordöstlich von Gibellina liegt das Vorkommen von Montedoro. Mächtigkeit und Gehalt der schwefelführenden Schicht ist hier großen Schwankungen unterworfen. Der Gehalt beträgt 13—25 Prozent S. —

Bei Naro, nahe Camastra, liegt eine wichtige Gruppe von Gruben: Virdilio, Mintina und Mintinella. Die schwefelführende Schicht ist 15 bis 20 m mächtig, wird überlagert von Pliocän („trubi“) und unterlagert von verkieseltem Kalkstein. Das Einfallen der Schicht ist 25° nach Süden, der Durchschnittsgehalt 50 Prozent, an einzelnen Stellen, so besonders in den höher gelegenen Teilen und im Westen sogar 80—90 Prozent S (nach Baldacci lit. cit. S. 264). —

Bei Caltanissetta liegen einige der bedeutendsten Gruben von ganz Sizilien. Sie liegen mit einer 25 km breiten Ost—West-Erstreckung und

mit südlichem Einfallen in den Kreisen Caltanissetta und Castrogiovanni. Es sind dies die Gruben:

1. Gessolungo (Grube Gaetani, Calafato, Maurelli, Costa, San Paolo, Trigona);
2. Juncio (Grube Testasecca, Tumminelli);
3. Stretto (Grube Giordano, Trabonella, Serra dei Gessi, Saponaro, Pizzuto);
4. Capodarso (Giumentaro, Giumentarello usw.).



Maßstab 1 : 1500.

Figur 50.

Profil der Schwefelgrube südöstlich von Castrogiovanni.

(Nach Mottura.)

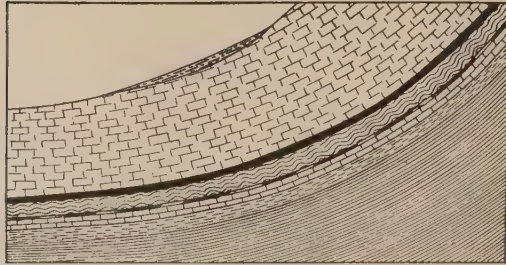
Eine der wichtigsten Gruben ist die Grube Trabonella. Das Einfallen der Schichten beträgt hier 30°, etwas weiter entfernt aber bereits 52°. Die Gesamtmächtigkeit der schwefelführenden Schichten erreicht 22 m, bei einem Durchschnittsgehalt von 18 Prozent Schwefel. Ein Schichtprofil durch diese Grube zeigt nach Baldacci von oben nach unten folgendes:

Konkordant aufgelagertes Pliocän.

Kristalliner Gips in verschiedener Ausbildung.

- | | |
|------------------------------|--------|
| I. Flöz („Vanella Ferriola“) | 6,— m |
| Kristalliner Gips | 4,90 „ |
| Bituminöser Ton | 5,60 „ |
| II. Flöz („Vanella Bianca“) | 7,30 „ |
| Bituminöser Ton | 0,10 „ |

III. Flöz („Vanella Burga“)	5,— m
Bituminöser Ton	0,50 „
IV. Kristalliner Gips	4,— „
Verkieselter Kalkstein	3,— „
Tripelschiefer.	



	Mergel.		Kristalliner Gips.
	Tripelschiefer.		Schwefelführende Schicht.
	Kieseliger Kalkstein.		Schwefelfreier Kalkstein.
	Mergel und konkretionärer Schwefel.		Foraminiferenreicher Mergel („trubi“).

Maßstab 1 : 8000, dreifache Überhöhung.

Figur 51.

Profil der Schwefelgrube „Messana“ bei Sommatino. (Nach Mottura.)

In der Grube Gessolungo-Trigona sind sehr schön auf etwa 200 m Länge die gebänderten Schwefelschichten aufgeschlossen. Dieselben sind in zwei Flözen hier vorhanden und zeigen bei 16° Einfallen von oben nach unten folgendes Profil:

Schwefelschichten	4,— m
Bituminöser Ton („Tufo“)	0,20 „
Kalkstein mit Diagonalschichtung	0,50 „
Schwefelschichten	3,— „

Die Schwefelschichten bestehen aus fingerdicken Lagen reinen Schwefels, die mit etwas größeren Lagen von Mergel abwechseln. Häufig zeigen diese schön gebänderten Schwefelschichten Diagonalstruktur. Auch Auswaschungen des unteren Schwefelflözes und diskordante Auflagerung des hangenden Tones mit darauffolgendem zweiten Schwefelflöz in normaler Lagerung sind vom Verfasser beobachtet. —

Bei Sommatino liegen die reichen Gruben Solfara Grande, Solfarella di Sommatino und Solfara del Fiume de Riesi. Der Durchschnittsgehalt der schwefelführenden Schichten ist bei denselben nach Baldacci: 31 Prozent, 31—32 Prozent und 28 Prozent. In der Solfarella di Sommatino ist die Lagerung von unten nach oben folgende:

Tripselschiefer und wenig mächtiger, ver-	
kieselter Kalkstein	12—20 m
I. Flöz („Vanella bastarda“)	6,— „
Bituminöser Ton	0,50 „
II. Flöz („Vanella soriata“)	5,— „
Bituminöser Ton	0,50 „
III. Flöz („Vanella bianca“)	6,— „
Bituminöser Ton	40,— „
IV. Flöz von wechselnder Mächtigkeit.	

Die Gesamtmächtigkeit der schwefelführenden Schichten beträgt ca. 20 m.

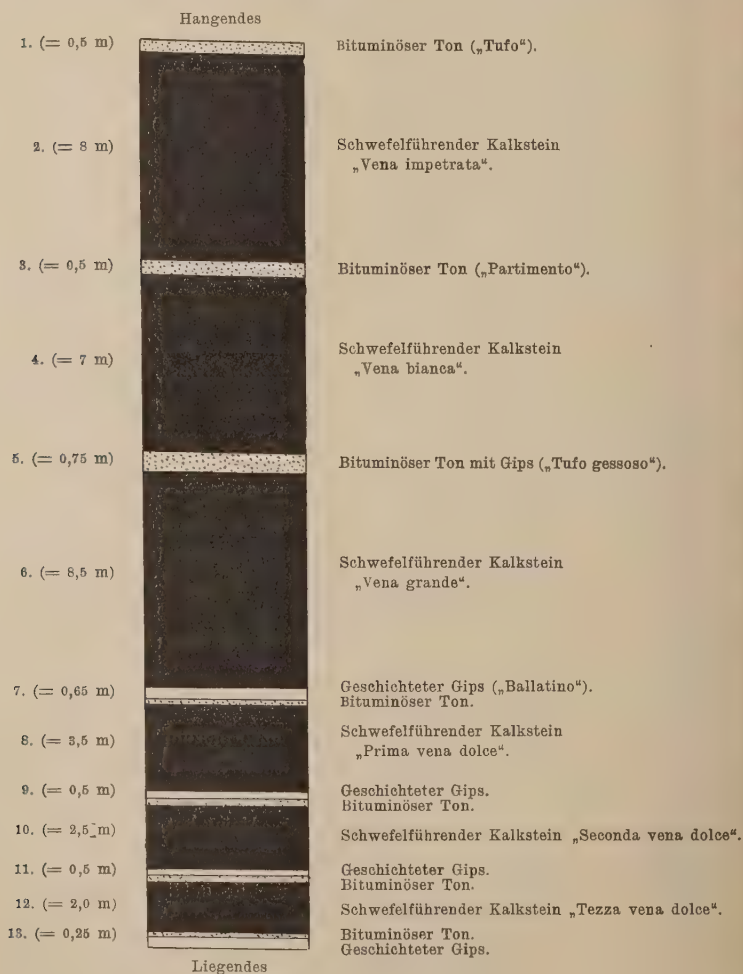
Die Grube „Solfara Grande di Sommatino“ zeigt nach Mottura nebenstehendes Profil. (Fig. 52.) Die schwefelführenden Schichten 2 und 12 enthalten nach demselben Autor 18 Prozent S, die Schichten 4 und 10 enthalten 22 Prozent S und die Schichten 6 und 8 ca. 26 Prozent. Der Durchschnittsgehalt der ganzen Lagerstätte ist 22 Prozent (nach Baldacci 31 Prozent). Im oberen Teil dieser Lagerstätte findet man auch die von der Lagerstätte Gessolungo schon beschriebene Schichtstruktur („Struttura soriata“), und zwar in der primären Ausbildung, d. h. im Wechsel von Kalkstein und kompaktem Schwefel und in der sekundären Ausbildung, wo sich im Hangenden des Schwefels Hohlräume und Calcitlagen noch vorfinden. —

Bei Valguarnera liegen die Gruben Gallizzi, Floristella und Grotta-calda. In letzterer Grube hat man in der „Pozzo piccolo“ von oben nach unten folgendes Profil: Gips 5,50 m, bituminöser Ton 14,86 m, schwefelführende Schichten mit zwei Einlagerungen von je 1 m Mächtigkeit 16 m. Das Einfallen der Schichten schwankt. Meist beträgt es 25° nach Südwest. —

Am Colle Croce bei Lercara streicht die dortige linsenförmige Lagerstätte etwa ein Kilometer in nord—südlicher Richtung mit westlichem Einfallen. Die Schwefelführung ist unregelmäßig. Reiches Gestein geht oft in kieseligen Kalkstein mit kristallinem Gips, aber ohne Schwefel über. Die Mächtigkeit dieser linsenförmigen Lagerstätte beträgt 50 m.

Die Entstehung der sizilianischen Schwefellager.

Über die Entstehung der sizilianischen Schwefellagerstätten sind schon in der älteren geologischen Literatur verschiedene Meinungen geäußert worden. Einige derselben seien hier wiedergegeben.



Maßstab 1:250. (Nach Mottura.)

Figur 52.

Profil der „Solfara Grande di Sommatino“.

Fr. Hoffmann¹⁾ und in Anlehnung an ihn G. Bischof²⁾ halten den sizilianischen Schwefel für Absätze schwefelwasserstoffreicher Gase. Dieselben werden jedoch nicht als Aushauchungen von Solfataren gedeutet, wie es L. v. Buch tat. Der Schwefelgehalt stammt nach Ansicht dieser Forscher vielmehr aus dem Gipse, also aus den Sulfatabsätzen ehemaliger Meere. Aus bituminösem Gips und Wasserdämpfen kann sich nämlich schon bei einer Temperatur von 45° C Schwefelwasserstoff entwickeln. Durch Zerlegung dieses Schwefelwasserstoffes kann sich ferner Schwefel und Wasser, nach der schematischen Formel $\text{H}_2\text{S} + \text{O} = \text{H}_2\text{O} + \text{S}$ bilden. Einen Zusammenhang mit dem Vulkanismus erblickte Bischof vor allem darin, daß durch vulkanische Tätigkeit höhere Erdschichten stärker erwärmt und teilweise auch mechanisch zerklüftet wurden. Hierdurch wird die Temperatur der hier in der Tiefe liegenden Gipslager so gesteigert, daß sich Gips unter Beteiligung der beigemengten organischen Substanz zu Schwefelcalcium reduziert und dann durch heiße kohlensaure Gewässer in Schwefelwasserstoff und kohlensauren Kalk umgebildet wird.

Auf diese Anschauungen fußen auch die Untersuchungen späterer Forscher, wie von Mottura und Baldacci. Nur verlegen diese infolge genauerer Beobachtungen die Ablagerung des Schwefels nicht auf Spalten, sondern auf den Boden eines Wasserbeckens. Zwischen Mottura und Baldacci ergibt sich aber bei Besprechung der Nebengesteinsgenese eine Divergenz. Mottura³⁾ hält Tripelschiefer, verkieselten Kalkstein, schwefelführenden Kalkstein und Gips für lakustre und nicht für marine Bildungen. Die Fauna der Schichten wie zahlreiche Exemplare von *Lobias crassicaudus* und *Libellula doris* und die lokale Gruppierung der Schwefelgruben bestimmte ihn zu dieser Anschauung. Es sind nach dieser Ansicht also die Gipse brackische Bildungen wie die Gipse des Montmartre bei Paris und aller Gipsvorkommen in Kleinasien. Eine ähnliche Meinung hat A. von Lasaulx. Er denkt an Süßwasserablagerungen, in welche sich Thermen ergossen, die Schwefelwasserstoff und kohlensauren Kalk führten. Als rezent es Beispiel werden einige Seen bei Tivoli (z. B. die Solfatara di Tivoli) angeführt. In dem blauen Wasser dieser tiefen Seen sieht man noch jetzt zahlreiche Gasblasen aufsteigen. Am Abfluß des Sees setzt sich Calciumkarbonat (Kalksinter) und Schwefel ab, zwei

¹⁾ Karsten's und von Dechen's Archiv usw. Bd. XIII.

²⁾ G. Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. I. Bd. S. 860. II. Aufl. Bonn 1863.

³⁾ S. Mottura, Sulla formazione terziaria nella zona solfifera di Sicilia. — Appendice alla memoria sulla formazione etc. — Mem. Com. Geol. Vol. 1 und 2. Roma 1871, 1872.

Mineralien, die man auch heute in den Lagerstätten Siziliens findet. Der abwechselnde Absatz von Schwefel und Calcit in einzelnen sizilianischen Vorkommen ist nach von Lasaulx wohl auf Schwankungen der Temperatur und der atmosphärischen Niederschläge zurückzuführen.

Baldacci versuchte später die Annahme Motturas, daß sich die schwefelführenden Schichten in Süßwasserbecken abgesetzt hätten, zu widerlegen, vor allem durch die gelegentlichen Funde typischer mariner Fossilien. Die anderen Fossilien, wie Süßwasserfische, Insekten und Pflanzenreste, werden von ihm als eingeschwemmte Organismen gedeutet.

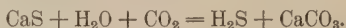
Die speziellen Ansichten Motturas über die chemischen Umsetzungen bei der Genese der Schwefellagerstätten sind kurz folgende:

Ein Teil des sizilianischen Schwefels hat sich gebildet durch Einwirken von Schwefelwasserstoff auf Calciumbikarbonat in Lösung. Ein rezentes derartiges Vorkommen ist die Schwefelbildung in den Seen bei Tivoli (Acque albule).

Der größte Teil des Schwefels hat sich aber aus Calciumsulfid (CaS) gebildet. Dieses leicht lösliche Sulfid entsteht seinerseits durch Reduktion von Sulfaten (Gips) mittels organischer Substanz:



Auf Sizilien liegt die Heimat dieser Sulfate in den älteren Gipsablagerungen unter dem Tripelschiefer. Das so gebildete Calciumsulfid setzt sich bei Gegenwart von Kohlensäure sofort weiter um zu kohlensauren Kalk- und Schwefelwasserstoff:



Der Schwefelwasserstoff vermag sich dann weiter zu Wasser und gediegen Schwefel zu oxydieren:



Ein Teil des Schwefels vereinigt sich dann mit dem noch unzersetzten Calciumsulfid zu Polysulfiden, die durch Kohlensäure wieder zu Calciumkarbonat und gediegen Schwefel umgesetzt werden können. Durch Zersetzung des Calciumsulfids (CaS) können, wie Mottura berechnet, bis 24 Prozent S entstehen. Die Zersetzung der Polysulfide liefert weit mehr Schwefel. So kann Calciumpentasulfid bis 61,53 Prozent S ergeben. Durch Beimengung sonstiger mineralischer Ablagerungen wird dieser Gehalt natürlich erniedrigt. Die Zwischenlagerungen zwischen den einzelnen Schwefelflözen, die aus dunklem, bituminösem Mergel bestehen, sind nach Mottura Ablagerungen von Maccaluben (Schlammvulkanen).

Baldacci stimmt mit den Ansichten Motturas in vielen Beziehungen überein. Nur verlegt er das Ausgangsmaterial des Schwefels, die Sulfate, nicht in die ältere Gipsformation, wie es Mottura tut. Ihm ist mit

Recht der Gedanke, daß der Schwefel der heutigen Lagerstätten und die bis 100 m mächtigen und ca. 800 qkm umfassenden oberen Gipse durch Quellen in die ablagernden Wasserbecken emporgebracht seien, unwahrscheinlich. Er hält die Sulfate vielmehr für einen primären Bestandteil im Inhalt der Wasserbecken, die nach seiner Ansicht Meereswasser führten und abgeschnürte Meeresbecken waren. Die Reduktion der Sulfate innerhalb dieser Becken erfolgte nach Baldacci wahrscheinlich durch Kohlenwasserstoffe, die an und für sich anorganische, vulkanische Exhalationen oder auch organische Kohlenwasserstoffe gewesen sein können. Der starke Bitumengehalt der unterlagernden fossilreichen Schichten macht eine sedimentäre Herkunft dieser Kohlenwasserstoffe sehr wahrscheinlich. Für die nähere Beschaffenheit derselben dürften uns die Maccaluben Siziliens wichtige Fingerzeige geben. Wie früher in vielleicht noch stärkerem Maße, so sehen wir auch heute in der Gegend von Girgenti und Caltanissetta in den dortigen Maccaluben Gase aufsteigen. Dieselben haben nach Baldacci folgende Zusammensetzung:

Maccalube von Girgenti (18. August 1856):

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
CO ₂	0,6	0,3	0,0	0,7	0,0	1,6
O	2,5	2,2	1,0	0,0	0,8	0,0
N + C ₂ H ₄	96,9	96,5	99,0	98,3	99,2	98,4

Maccalube von Terra Pelata (bei Caltanissetta):

CO ₂	0,0	0,4
O	0,4	0,9
N + C ₂ H ₄	99,6	98,7

Maccalube von Xirbi (bei Caltanissetta):

CO ₂	0,8	1,8
O	0,9	0,9
N + C ₂ H ₄	98,4	97,3

Eine genauere Analyse teilt uns noch Fouqué mit (Maccalube von Girgenti):

CO ₂	1,65	C ₂ H ₄	87,23
O	0,69	H	5,74
N	3,74	H ₂ S	0,00.

Derartige Gase sind sicher auch schon zur Miocänzeit am Boden des konzentrierten Gipsmeeres aufgestiegen. Kunde hiervon gibt noch jetzt der bituminöse Geruch dieser Gesteine beim Anschlagen. Ferner das Vorkommen von Asphalt auf Spalten und Klüften in einzelnen der Schwefelgruben, wie in Giona bei Racalmuto. — Fassen wir zum Schlusse

noch einmal ganz kurz die jetzigen Ansichten über die Bildungsgeschichte des Schwefels zusammen, so kann man sagen:

Kohlenwasserstoffe zersetzen in Lösung befindliche Sulfate (Gips) in Schwefelcalcium und Kohlensäure. Durch Kohlensäure und Wasser wurde Schwefelcalcium weiter in Schwefelwasserstoff und Calciumkarbonat zerlegt. Der Schwefelwasserstoff verband sich dann mit dem noch unzersetzten Schwefelcalcium zu Polysulfiden, die sich ihrerseits wieder zu Schwefel und Calciumkarbonat zersetzen. Das Endprodukt ist ein Gemenge von Calciumkarbonat und Schwefel. Beimischungen von Gips, Mergel, Cölestin usw. erniedrigen den Schwefelgehalt. Reichere Vorkommen sind dadurch zu erklären, daß Polysulfide in Lösung gewandert sind.

Eine ganz befriedigende Erklärung über die chemischen Vorgänge bei Ablagerung der sizilianischen Schwefelvorkommen dürften aber auch diese Ansichten noch nicht geben.

Technische und statistische Notizen.

Der Abbau des Schwefels geschieht in Sizilien meist in einfacher Weise durch flache Schächte, in welche eingehauene Treppen hinabführen. Wenige Gruben haben moderne Schachtförderung mit Gestell. Der Abbau (Pfeilerbau) ist sehr primitiv. Die Schächte sind nicht sehr tief (150—250 m). Die geförderte Masse wird über Tage erhitzt, wobei der leicht schmelzbare Schwefel (bei 115° C) schmilzt und beim Abfließen gesammelt wird. Für diesen Prozeß hat man zwei Methoden im Gebrauch. Erwärmung durch verbrennenden Schwefel in sog. „Calcaroni“ bzw. in Zellenöfen; oder Erwärmung durch überhitzten Dampf. (Fig. 53.)

Im Jahre 1908 gewann man nach diesen verschiedenen Methoden folgende Schwefelmengen in Sizilien:

	Absolute Menge (Tonnen)	Prozent der Gesamtmenge
Im Zellenofen (Gill)	217 279	59,79
In „Calcaroni“ (= Meiler).	118 938	28,76
Vermittels überhitzten Dampf	41 098	9,94
Infolge Grubenbrandes	3 271	0,79
Durch Rösten	2 619	0,63
Im Zellenofen Gil Ruiz	375	0,09
Tonnen . . .	418 580	100,00

Das Jahr 1909 zeigt entsprechende Zahlen. —

Der so gewonnene Schwefel ist untereinander nicht gleichwertig. Vielmehr unterscheidet man im Handel verschiedene Sorten. Dieselben werden in den Häfen Licata, Girgenti und Catania folgendermaßen benannt:



Figur 53.

Schwefelgrube „Tallarita“ auf Sizilien. (Cav. E. Interguglielmi phot.)

Im Vordergrund (am Bache) stehen Zellenöfen, dahinter mehr „Calcaroni“, welche zum Teil meilerartig aufgetürmt, zum Teil entleert sind. Im Bilde links erblickt man aufgestapelte Schwefelbarren, fertig zum Versandt.

I. Qualität: Beinahe reiner Schwefel.

II. „ : a) Vantaggiata, wenig verschieden von der ersten Qualität;

- b) Buona, mit 4—5 Prozent Verunreinigung, aber noch schön gelb;
 c) Corrente, mit mehr Verunreinigungen als b, schmutziggelb.

- III. Qualität: a) Vantaggiata, braungelb durch bituminöse Substanzen;
 b) Buona, braun, durchsichtig, enthält mehr bituminöse Substanzen als a;
 c) Corrente, braun, wenig homogen.

In Palermo, wo nur Schwefel von Lercara verschifft wird, unterscheidet man nur I. und II. Qualität von Lercara.

In neuerer Zeit ist man bestrebt, diese alten Qualitätsbezeichnungen durch vier neue Namen zu ersetzen. Dieselben lauten Gialla superiore, Gialla inferiore, Bruna superiore, Bruna inferiore. —

Über Qualität und Wert des geförderten Schwefels im Jahre 1908 gibt die folgende Tabelle Auskunft. Die Preise beziehen sich loco Schiff der drei Hafenplätze Catania, Porto Empedocle und Licata, welche fast den gesamten Schwefel der sizilianischen Produktion zur Ausfuhr bringen.

Qualität	Quantität des nach allen drei Häfen ge- lieferten Schwefels	Durchschnittswert pro t in Lire				Gesamtwert der gelieferten Menge
		Catania	P. Empe- docle	Licata	für alle drei Häfen zusammen	
2 ^a . V. L.	64	—	—	93,94	93,94	6 012
2 ^a . B. L.	58 291	98,86	96,09	96,12	96,25	5 610 680
2 ^a . C. L.	35 954	97,80	92,83	94,61	95,52	3 434 252
3 ^a . V. L. f. m.	54 638	96,02	92,92	94,60	95,07	5 194 316
3 ^a . V. L. uso	110 181	95,03	92,63	92,94	94,11	10 369 078
3 ^a . Ba. L.	82 345	93,59	91,31	91,79	91,98	7 574 105
3 ^a . C. L.	65 385	91,74	89,47	90,15	89,97	5 882 765
Total	406 858	95,16	92,23	93,34	93,47	38 071 208

Der in dieser Tabelle angegebene Durchschnittswert in bezug auf alle drei Häfen zusammen wurde erhalten vermittels Division des Gesamtwertes durch die Menge des gelieferten Schwefels.

Über die Größe der einzelnen sizilianischen Schwefelgruben läßt sich folgendes mitteilen (Bestand des Jahres 1909 (1908)):

					Produktion in t:
Gruben mit über	10000 Tonnen Schwefelproduktion:	6 (7)	130917	(144217)	
"	" 9000—10000	"	1 (1)	9777	(9100)
"	" 8000— 9000	"	1 (1)	8860	(8856)
"	" 7000— 8000	"	1 (1)	7796	(7200)
"	" 6000— 7000	"	4 (2)	25902	(13780)
"	" 5000— 6000	"	5 (5)	28517	(27752)
"	" 4000— 5000	"	8 (4)	35012	(17800)
"	" 3000— 4000	"	5 (8)	17820	(26574)
"	" 2000— 3000	"	13 (18)	30804	(43140)
"	" 1000— 2000	"	32 (34)	43467	(48077)
"	" unter 1000	"	304 (323)	65551	(67084)
Summa					380 (404) 404423 (413580)

Nach Rivista del Servizio minerario mögen noch einige allgemein interessante statistische Angaben 1909 (1908) über die sizilianischen Schwefelgruben folgen.

Grubenstatistik.

Zahl der produktiven Gruben	380 (404)
" " auflässigen "	820 (803)
" " tätigen Schürfe	15 (16)
Menge des gefördert und auf Lager vor-	
rätigen Schwefelrohmaterials . . .	2616013 (2633924) Tonnen
Durchschnittswert des Fördergutes	(10,98) Lire
Gesamtwert der Fördermenge	29388033 (28922093) "
Zahl der erwachsenen Arbeiter unter Tage	17423 (17707)
" " " " über "	1362 (1398)
" " Arbeiter unter 15 Jahren unter Tage	2300 (2896)
" " " " " über "	230 (191)
Gesamtzahl der beschäftigten Arbeiter	21315 (22192)
Arbeitstage des Arbeiters im Jahre	246 (246)
Durchschnittliche Jahresförderung eines Häuers	425 (428) Tonnen
im Werte von	4771 (4697) Lire
Kosten der Handarbeit pro Tonne	4,45 (4,58) "
Durchschnittsverdienst eines Arbeiters täglich	2,22 (2,18) "
" " " " pro Jahr	547 (536) "

Statistik über die Verarbeitung des Schwefelrohmaterials.

Aus dem Rohmaterial gewann man

1909 (1908) 404 423 (413 580) Tonnen Schwefel

Der Wert desselben war

loco Grube 31 657 367 (31 359 904) Lire

loco Schiff 39 172 412 (38 698 681) „

Bei der Gewinnung des Schwefels aus dem Schwefelrohmaterial waren

beschäftigt 3 412 (3 646) Personen, darunter 481 (536) Knaben

unter 15 Jahren und (19) Frauen und Mädchen.

Durchschnitt der Arbeitstage pro Jahr und Arbeiter . . 262 (256) Tage

Kosten der Handarbeit pro Tonne Rohmaterial 0,70 (0,71) Lire

„ „ „ „ „ Schwefel 4,66 (4,65) „

Durchschnittsverdienst des Arbeiters pro Jahr 551 (523) „

„ „ „ „ „ Tag 2,10 (2,04) „

Sonstige Kosten der Schwefelgewinnung aus Rohmaterial

pro Tonne Rohmaterial 0,15 (0,12) „

„ „ Schwefel 0,97 (0,81) „

Gesamtkosten der Schwefelgewinnung aus Rohmaterial

pro Tonne Rohmaterial 0,85 (0,83) „

„ „ Schwefel 5,63 (5,46) „

Allgemeine Statistik über die gesamte Schwefelproduktion
Siziliens.

Gesamtzahl der in der ganzen Schwefelindustrie

1909 (1908) angestellten Arbeiter 24 727 (26 124)

Täglicher Durchschnittsverdienst der Arbeiter 2,20 (2,16) Lire

Kosten der gesamten Handarbeit bei der Schwefelgewinnung

inklusive der diversen Auslagen bei der Schwefel-
erzeugung aus Rohmaterial

pro Tonne Rohmaterial 5,20 (5,32) „

„ „ Schwefel 34,42 (34,55) „

Schwefelproduktion pro Arbeiter und Jahr 16,36 (15,83) Tonnen

Wert derselben 1 280 (1 200) Lire

Obligatorischer Beitrag zum sizilianischen Schwefelkon-

sortium pro Tonne 2,75 (2,75) „

Total . . 1 112 163 (1 137 345) „

Beitrag zur Arbeitsversicherung pro Tonne 2,00 (1,50) „

Total . . . 808 846 (620 370) „

Kosten für Transporte bis zur Hafenstation
sind schwankend. Im Durchschnitt be-
tragen sie für Straßentransport 4,75 (5,51) Lire pro Tonne
und für Eisenbahntransport 4,66 (4,45) „ „ „

Kosten für Verschiffung und Lagerung im
Durchschnitt 4,43 (4,53) Lire pro Tonne

Gesamtkosten für Transport, Verschiffung, Lagerung,
Konsortiumbeitrag und Arbeiterversicherung be-
tragen demnach pro Tonne 18,59 (17,74) Lire
und Total . . 7515 045 (7338 777) „

Bis vor einigen Jahren besaß Sizilien geradezu ein Weltmonopol auf dem Schwefelmarkte. Erst in den letzten Jahren ist dieses Monopol durch die Ausbeutung der reichen Schwefelvorkommen in Louisiana beseitigt worden. Infolge dieser Konkurrenz mußten im Jahre 1908 allein 80 kleinere Gruben in Sizilien geschlossen werden, wobei aber immerhin noch 404 Gruben produzierten. Im Jahre 1909 sank die Zahl der Schwefelgruben weiter auf 380. Über diesen Rückgang in der Anzahl der Gruben gibt die folgende Tabelle Auskunft:

Jahr	Schwefelgruben mit einer größeren Pro- duktion als 1000 Tonnen Schwefel	Gruben mit einer kleineren Produktion als 1000 Tonnen Schwefel	Unproduktive Gruben	Summa
1905	98	618	61	777
1906	92	492	32	616
1907	74	426	41	541
1908	81	323	40	444
1909	76	304	45	425

Die weiter folgende Tabelle gibt den Export des sizilianischen Schwefels nach den verschiedenen Ländern an. Man ersieht aus dieser Tabelle, daß der Export nach Nordamerika von 176845 Tonnen im Jahre 1902 auf 4073 Tonnen im Jahre 1907 gesunken ist.

Eine Folge der Abnahme der Ausfuhr sizilianischen Schwefels ist die Überproduktion und infolgedessen die Zunahme der Schwefelvorräte in den verschiedenen Hafenplätzen Siziliens. (Fig. 53.)

Tabelle über den Schwefelexport Siziliens nach verschiedenen Ländern (in Tonnen à 1000 kg).
(Nach Rivista del Servizio minerario.)

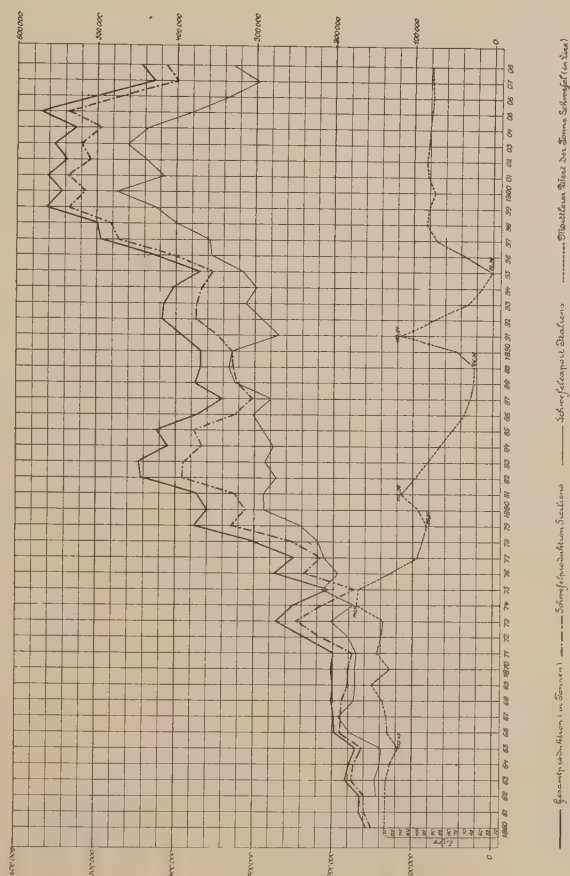
Länder	1902	1903	1904	1905	1906	1907	1908	1909
Italien (Kontinent)	42 582	46 974	80 331	102 830	81 323	54 743	60 134	49 692
Österreich	20 224	19 181	23 768	25 032	24 703	26 390	22 086	26 560
Belgien	12 503	14 738	13 892	14 892	8 538	8 066	8 746	16 377
Dänemark	407	225	234	1 214	787	1 594	114	335
Frankreich	68 760	79 727	115 897	97 340	71 021	59 868	96 448	90 239
Deutschland	26 257	33 350	32 824	31 825	40 113	35 659	30 229	28 538
Griechenland	13 701	14 690	17 886	17 504	18 980	22 156	16 252	12 004
Großbritannien und Malta	26 581	24 452	20 957	23 751	18 687	17 929	20 597	19 860
Holland	8 677	5 500	9 000	5 192	10 037	14 951	9 812	8 708
Portugal	10 630	12 915	8 554	12 969	12 192	10 371	12 609	14 379
Rußland	17 817	20 445	15 039	17 013	18 174	21 244	14 068	18 584
Spanien	2 171	6 242	4 202	3 532	3 776	2 957	4 977	6 657
Skandinavien	23 434	25 683	18 867	14 344	50 818	21 821	30 252	19 570
Türkei (in Europa)	1 258	2 773	2 480	2 000	1 672	5 745	2 213	1 290
Vereinigte Staaten und Canada	176 845	157 259	107 094	68 897	37 725	4 073	12 484	16 972
Mittel- und Südamerika	793	1 093	3 159	1 789	2 652	3 386	3 403	6 814
Ägypten	2 666	772	214	335	287	485	205	348
Algier und Tunis	4 765	5 658	5 093	4 701	4 978	4 375	4 327	5 792
Türkei (asiatisch)	4 892	4 384	5 745	3 576	4 481	68	6 373	3 015
Indien (britisch)	2 507	3 904	3 827	2 960	4 570	4 607	3 319	4 613
Australien	5 192	5 700	7 223	3 877	1 905	1 151	5 748	2 312
Sonstige Länder	6 944	6 176	9 453	12 151	14 199	17 912	10 477	11 854
Summa	479 706	491 901	506 669	467 744	401 627	341 951	375 073	364 513

Diese Vorräte betragen:

Ende 1901	310 123 Tonnen	(Nach Krusch)
„ 1903	361 220	„ „
„ 1905	462 437	„ „
„ 1906	525 115	„ „
„ 1908	618 459	„ (Nach Revmin.)
„ 1909	647 567	„ „

Die Schwefelproduktion Italiens von 1860-1908.

(Dieses vom Jahre 1870 nach einem Jährliche, herausgegeben Rom 1874 veröffentlicht der Bildausstellung in 8 Eisen für eigene Bäder ergänzt nach Plinius das *arsenicum minuscule*)



Figur 54.

Die größten Schwefelvorräte wies Ende 1909 Porto Empedocle mit 430 962 Tonnen auf; dann kam Licata mit 157 592 Tonnen; Catania mit 55 893 Tonnen; Termini Imerese mit 3081 Tonnen; Palermo mit 352 Tonnen.

Die Schwefelvorkommen in Alger.

In Alger finden sich Schwefellagerstätten bei Guelma, Provinz Constantine¹⁾. Dieselben gehören ungefähr demselben Horizonte an wie die Vorkommen von Sizilien.

Die orographische Mulde von Guelma ist gleichzeitig auch eine tektonische Mulde, die aus obereocänen Tonen und Sandsteinen aufgebaut wird. Im Norden dieser 25 km langen, Ost—West verlaufenden Mulde lagert über den eocänen Schichten eine mächtige Decke von Mergeln mit Gips und Schwefel. Hierüber folgen pliocäne Schichten, Travertine und jüngere Schottermassen, welche zum Teil durch kalkhaltige Wässer zu festem Gestein verkittet sind. Aus wenigen Fossilfunden läßt sich erkennen, daß die schwefelführenden Schichten obermiocänes oder unterpliocänes Alter haben.

Die wichtigsten Aufschlüsse, in denen man auch zuerst Schwefel fand, liegen an den Abhängen von Hügeln, die sich auf dem linken Ufer der Seybouse, gegenüber von Guelma, erstrecken. Die dortigen Hügel bestehen aus abwechselnden Lagen von blättrigem Mergelkalk und Gips, höher hinauf bildet Gips unregelmäßige Massen in einem grauen Kalkstein.

Der Schwefel findet sich zwischen diesem Gestein in fünf je 0,20 bis 0,25 m mächtigen Bänken, die in einem bläulichen Schieferton eingebettet sind. Der Abstand der einzelnen Bänke voneinander beträgt 0,75 m. Die Schiefertone sind äußerst bituminös. Für die Frage nach der Entstehung dieser Schwefel ist es von Interesse, daß sich in dem Schiefer Reste von Süßwasserfischen, „Cypris-Schalen“ und Pflanzen finden. Es hat sich demnach der Schwefel wohl in einer Art Lagune gebildet, in welche schwefelhaltige Quellen mündeten.

¹⁾ J. Dareste de la Chavanne, Sur la découverte de la formation sulfogypseuse (formazione gessoso solfifera) dans le bassin de la Seybouse. *Comptes rendus*, 29. Juillet 1907. S. 358—360. — Ref. Geol. Zentralbl. X, S. 2434. — K. Andrée, Notiz zu der Auffindung der sizilianischen „formazione gessoso-solfifera“ in der Provinz Constantine, Alger. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* XVI. 1908. S. 168—169.

Die Schwefelvorkommen in Rußland.

a) Die Schwefellagerstätten des Kaukasus.

Im nordöstlichen Teile des Kaukasus¹⁾ liegen im Gouvernement Dagestan und Ter Schwefellagerstätten. Dieselben lassen sich geographisch in drei Gruppen teilen: 1. in die der Salatau- und Gimrykette bei der Stadt Petrowsk; 2. in solche südlich von Petrowsk, gelegen in den Ausläufern des Dagestan; 3. in solche südlich Grosny, gelegen in den Höhenzügen am Argunfluß.

1. Die wichtigste Schwefellagerstätte des Kaukasus ist die von **Kehiuta** (Kehiut-Chocha, auch Khioutt geschrieben), die etwa 50 km westlich der Provinzialhauptstadt Themir-Chan-Schura (Temir-Khan-Tchura) und etwa 15 km nördlich vom Dorfe Tschirghat (Tschirkei) liegt. Die Entfernung dieser Lagerstätte von Petrowsk am Kaspischen Meere beträgt etwa 70 km. Die schwefelführenden Ablagerungen liegen in $\frac{2}{3}$ Höhe des 1700 m hohen Gebirges von Kehiuta. Begrenzt werden die Vorkommen im Südwesten vom Gebirgsbach Birgoutchi-Khall und im Nordosten vom Gouna-Khall, welche beide in den Sulac-Fluß fließen.

Die Schichten dieses Gebiets zeigen überall eine große Regelmäßigkeit in Ablagerung und Tektonik. Ihr Streichen ist N 40° W, ihr Fallen 15° O. Ihr geologischer Aufbau ist von der Höhe des Gebirges bis hinab zum Birgoutchi-Khall nach Baldacci folgender:

- a) weiße, etwas mergelige, geschieferte Kalksteine;
- b) rötliche, sehr regelmäßige kleine Bänke mergeligen Kalksteins mit schlecht erhaltenen Fossilien, wie *Inoceramus* und *Posidonia*;
- c) gelblichweiße, etwas kristalline, geschieferte Kalksteine;
- d) braune Tone mit dünnen Bänken eines tonig-kalkigen, häufig chloritischen Sandsteins;
- e) abwechselnde Bänke von Ton und hartem, fossilführendem Kalkstein. An der Basis einige chloritische Sandsteinbänke;
- f) Kalksteine mit *Posidonia*, *Terebratula*, *Rhynchonella*;
- g) brauner, 0,40—0,50 m mächtiger, mergeliger Ton mit Gipskristallen und mit Schwefel. Schwefelführende Linsen, die größte derselben besitzt 1,60 m Durchschnittsmächtigkeit;

¹⁾ Arzruni, Die Schwefellager von Kehiuta in Daghestan. N. Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. 1875. S. 49—51. — L. Baldacci, Giacimenti solfiferi del Caucaso e loro confronto con quelli di Sicilia. Bolletino del R. Comitato Geologico d'Italia. Roma 1883. S. 15 ff. — Niedenführ, Beiträge zur Kenntnis kaukasischer Erzlagerstätten. Die Schwefellager des nordöstlichen Kaukasus. Chem. Ztg. 1897. S. 288—305.

- h) Bänke von Gips (Alabaster), wechsellagernd mit Bänken eines dunkeln, sehr harten Kalksteins. Derselbe ist bituminös und wird von Gips durchadert;
- i) sehr bituminöser, magnesiareicher, dunkelbrauner Kalkstein, durchadert von Gips und etwas Schwefel;
- k) im Liegenden folgen weiter mächtige tonig-kalkige Sandsteine mit Linsen von Eisenkarbonat. Hierunter liegen dunkle Schiefer-tone mit Bänken und Linsen von Sandstein. Diese letzteren Schichten, welche eine große Ausdehnung besitzen, enthalten auch Bänke von Lignit.

Das Alter dieser letzteren, lignitführenden Schiefer ist nach Abich und anderen russischen Geologen jurassisch. Die Schichten d, e, f, welche über dem Schwefel lagern, gehören ihren Fossilien nach zur mittleren Kreide, die Schichten a, b, c zur oberen Kreide.

Die schwefelführenden Linsen können auf eine Entfernung von mehr als 15 km verfolgt werden. Die größte dieser Linsen hat eine Länge von 400 m und eine mittlere Mächtigkeit von 1,60 m. Petrographisch setzen sich diese Linsen zusammen aus abwechselnden Lagern eines mergeligen Kalksteins und reinen Schwefels, entsprechend der „struttura soriata“ in den Schwefellagerstätten Siziliens. Der zwischen dem reinen Schwefel lagernde Kalkstein ist zudem mit Schwefel fein inprägniert und erhält hierdurch einen eigenartigen, harzigen Glanz. Der Schwefelgehalt kann bis zu 60 Prozent betragen.

Unter dem Einfluß der Atmosphärien wird der Kalkstein dieser Schwefellagerstätten wie in Sizilien sekundär in Gips („briscale“) umgewandelt. In diesem Gips fand Arzruni, ein in Gips umgewandeltes Fossil, welches auch als Beweis für die sekundäre Entstehung dieses Gipses angesehen werden kann. —

Die Schwefelgruben von Kehluta sind seit 1809 bekannt. Seit 1894 sind sie auflässig.

2. Der Schwefel der zweiten Gruppe kaukasischer Schwefellagerstätten welche südlich von Petrowsk in den Einläufen des Dagestan liegen, ist nicht kristallisiert, sondern dicht. Seine Lagerungsform ist die der Gänge. In größerer Menge findet man ihn im weichen Nebengestein, in geringerer Menge, aber reiner im harten Nebengestein. Die Vorkommen von Gik-Salgan sind die wichtigsten Lagerstätten dieser Gegend. Sie sind Absätze auf Spalten in einem mürben, porösen Mergel, während die von Kugurt-Baschljar und Kaftar Kusan in festem Gestein auftreten. Der mittlere Schwefelgehalt beträgt bei Gik-Salgan 30 Prozent. Genetisch stehen diese Vorkommen mit den zahlreichen Schwefelquellen der Gegend in Zusammenhang.

3. In der Gegend von Grosny sind beim Dorfe Wosdwishinsky Schwefelablagerungen erschürft. Petrographisch sind diese Ablagerungen als mit Schwefel innig gemengte Mergel zu bezeichnen. Sie enthalten 40 Prozent S.

b) Die Schwefellagerstätten Transkasiens.

In der Wüste Karakum liegen 200 km nördlich von Geoktepe unweit der Brunnenstellen Schiich und Damly Schwefellager (40° nördlicher Breite, 76° östlicher Länge). Der Schwefel tritt hier in etwa 40 kegelförmigen Hügeln auf, welche bis zu 90 m sich über die Ebene erheben.

Die oberste Schicht der Hügel besteht aus grauem Sandstein und schieferigem Mergel, in welchem zahlreiche Nester und Adern von intensiv gelbem Schwefel eingeschlossen sind. Der untere Teil der Hügel besteht aus weißen, salzhaltigen Mergeln, Kalk- und Sandsteinen der sarmatischen Stufe.

Als häufigstes Nebengestein des Schwefels trifft man einen festen Quarzsandstein, seltener ein Konglomerat, in welchem Quarz durch Schwefel verkittet wird. Dieses Quarz-Schwefel-Gestein ist sehr hart, hat Fettglanz und spaltet prismatisch. Es tritt in Nestern, teilweise auch in Adern auf. Die Größe der Nester schwankt zwischen 10 und 100 cm. Drusen mit schönen Schwefelkristallen sind häufig. Der Schwefelgehalt des Gesteines schwankt zwischen 45 und 80 Prozent und beträgt nach Konschin¹⁾ im Mittel 63 Prozent. Die begleitenden Mergel enthalten keinen Schwefel. Das Verhältnis des schwefelleeren zum schwefelhaltigen Gestein verhält sich wie 4:1. —

Außer diesen großen Schwefellagern in der Karakumwüste gibt es noch zahlreiche andere Vorkommen in Transkaspien. So findet man am Karabugas Schwefel in braunen und blauen Mergeln, welche die Abhänge am Ufer des Küstensees Kukurt-ata bedecken. Eine technische Bedeutung ist diesen letzteren Funden nicht zuzusprechen.

c) Sonstige Schwefelvorkommen Rußlands.

In Rußland sind ferner noch Schwefelvorkommen bei Czarkow²⁾ im südlichen Russisch-Polen bekannt. Die Ablagerungen ähneln denen von Oberschlesien und Galizien. Die Mächtigkeit der schwefelführenden

¹⁾ A. M. Konschin, Geologischer Überblick Transkasiens in: Vorläufiger Bericht über die Expedition nach Transkaspien und Nord-Chorassan im Jahre 1886. *Peterm. Mitt.* XXXIII. 1887. S. 229—230. — *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 1900. S. 331.

²⁾ Keppen, Mining and metallurgy of Russia; for the worlds Columbian Exposition 1893. S. 90.

Schicht betrug 2—20 m, ihr Gehalt in den oberen Teilen 10 Prozent, in den untersten 25—70 Prozent. Analoge Vorkommen liegen in Russisch-Polen bei Stara-Korezyn und Piotrkowice bei Proszowice.

Unabbauwürdige Schwefelvorkommen sind noch an zahlreichen anderen Stellen Rußlands bekannt, so am Wolga-Ufer in Mergeln des Zechstein, als 10 cm mächtige Gänge in einem Kalkstein bei Sukéevo (Kasan) usw.

Die Schwefellagerstätten Südfrankreichs.

In Südfrankreich finden sich Schwefellagerstätten in den Departements Vaucluse und Basses Alpes.

Bei Tapets¹⁾ nahe Apt (Departement Vaucluse) ist eine 80 cm mächtige Bank miocänen, dolomitischen und gipsführenden Kalksteins innig mit Schwefel imprägniert. —

Im Departement Basses-Alpes findet sich Schwefel neben Braunkohle bei Manosque²⁾ am rechten Durance-Ufer. Miocäne, lakustre Bildungen liegen hier auf neokomen Kalksteinen, welche östlich von Volx und westlich von Montfuron zutage austreichen. Bedeckt werden diese lakustrischen Ablagerungen von mariner Molasse. Die miocänen Braunkohlenschichten bestehen aus abwechselnden Lagen von Sandsteinen, Kalksteinen, Ton-schiefern und Gips, die meist gefaltet und steil aufgerichtet sind. Die sieben schwefelführenden Schichten fallen 75—80° ein und sind in ihrer Schwefelführung sehr regelmäßig, besitzen aber einen hohen Schwefelgehalt.

Auch bei Marseille kennt man Schwefellager.

Die Schwefellagerstätten Spaniens.

In der Provinz Aragonien in Spanien finden sich etwa 20 km südlich von Teruel³⁾ am Flusse Eva, welcher die Provinzen Aragonien und Murcia trennt, Schwefellagerstätten. Die dortigen horizontal gelagerten Schwefelschichten sind jurassischen Kalksteinen zwischengelagert. Zahlreiche Fossilien sowie Abdrücke von Pflanzen und selten Lignit kommen

¹⁾ Delesse, Modifications des roches; Désulfuration; Les Tapets. *Annales des mines* (7), XVII, 1880, 288—289.

²⁾ Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899. S. 376. Nach L'Écho des Mines et de la Métallurgie. 1899. 15. Juni.

³⁾ Sewell, Über die Schwefelwerke der spanischen Provinzen Aragon und Murcia. *Berg- und Hüttenm. Ztg.* XXII. 1862. S. 334. — v. Cotta, *Berg- und Hüttenm. Ztg.* XXI. 1862. S. 270 (nur kurze Notiz).

in den Schichten vor. Das Innere der Fossilien (vor allem Planorbis) ist meist mit gediegenem Schwefel angefüllt. —

In der Provinz Alicante wird ein 2,10 m mächtiges, steilstehendes Schwefelflöz abgebaut, in welchem zahlreiche, an beiden Enden ausgebildete, wasserhelle Quarzkristalle von etwa Erbsengröße zerstreut umherliegen. Nebengestein ist blaugrauer Letten. —



Figur 55.

Karte der spanischen Schwefelvorkommen.

Zu Conil bei Cadix hat man ebenfalls Schwefel abgebaut. Derselbe war von Calcit und Cölestin begleitet und führte als Nebengestein tertiären Kalkstein, Mergel und Gips. —

In der Provinz Murcia bauen mehrere Gruben bei der Stadt Lorca auf Schwefel. Der Schwefel lagert hier zwischen obermiocänen marinen Tonen, Gipsen und Sandsteinen in Form von Schichten oder Knollen. Er ist dicht oder kristallin. Die Mächtigkeit der dortigen drei Schwefelflöze schwankt zwischen 0,2 und 0,45 m. Der Durchschnittsgehalt beträgt 30 Prozent. Die Flöze sind in ihrer Ausdehnung 8 km weit verfolgt worden. —

In der Provinz Albacete¹⁾ liegen die Vorkommen von Campos, Molina, Lorqui y Fortuna und Hellin. An letzterem Orte sind in einer 100 m mächtigen Schichtenfolge 16 Flöze mit 9 m Gesamtmächtigkeit bekannt. Magnesia- und Tonerdesulfate begleiten den etwas bituminösen Schwefel. —

In Granada liegen die Schwefelgruben der Sierra Gador, etwa 19 km nördlich Almeria²⁾ (Bahnlinie Almeria—Linares). Der Schwefel tritt hier in mitteleocänen Gesteinen, in grobkörnigen Kalksteinen, Kalkkonglomeraten und Mergeln auf. Seine Verteilung ist in jedem dieser Gesteine eine andere. Im Kalkstein füllt er zusammen mit Gips Klüfte und Hohlräume aus, im Konglomerat spielt er die Rolle des Bindemittels und den Mergel durchschwärmt er in unzähligen kleinen Trümmern. Zwischen Konglomerat und Mergel findet sich zudem stellenweise eine Schicht fast reinen Schwefels, die aus abwechselnden Lagen gelben und dunklen Schwefels besteht. Der Schwefel ist meist undurchsichtig, selten durchscheinend. Die Mächtigkeit dieser schwefelführenden Schicht beträgt ungefähr 50 m, ihre Länge 400 m, ihre Breite 125 m. Der Durchschnittsgehalt ist 15 Prozent S. —

Andere Schwefelgruben liegen bei Arcos in Andalusien. Dieselben sind wahrscheinlich vulkanischen Ursprungs.

Die Schwefellagerstätten in Österreich-Ungarn.

a) Die Schwefelvorkommen von Radoboj in Kroatien.

Eine Stunde nordöstlich von Krapina (östlich Cilli in Untersteiermark) liegt das Schwefelvorkommen von Radoboj in Kroatien³⁾.

Auf älteren Kalksteinen lagern dort mit einem Einfallen von 30—40° gegen Süden tertiäre Ablagerungen. Dieselben bestehen von unten nach oben aus folgenden Schichten:

1. Sandig-tonige Schiefer.
2. Kalke mit marinen Fossilien.
3. Mergelschiefer mit Schwefelflözen.

¹⁾ De Botella y de Hornos, Descripción geológica — minera de las provincias de Murcia y Albacete. Madrid 1868.

²⁾ Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899. S. 268. Nach Wilson, British Institution of Mining Engineers. Februar 1899. — Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. XLVIII. 1900. S. 51.

³⁾ A. v. Morlot, Über die geologischen Verhältnisse von Radoboj in Kroatien. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. I. 1850. S. 268—279. (Enthält S. 276 Angaben über ältere Literatur.) — G. Pilar, Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Radoboj in Kroatien. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1877. S. 99.

4. Jüngere tertiäre Ablagerungen, diskordant (horizontal) auf den vorhergehenden Sedimenten liegend. An der Basis derselben befindet sich ein bis 90 cm mächtiges Braunkohlenflöz, das früher auch abgebaut wurde.

Die schwefelführenden Mergelschiefer haben von oben nach unten genauer folgendes Profil:

1. Feste Mergelschiefer mit stellenweise schöner Dutenstruktur.
2. Oberes Schwefelflöz, 10—40 cm, im Durchschnitt 21—26 cm mächtig. Dasselbe besteht aus schwarzen, mürben Schiefern, in welchen der Schwefel in nuß- bis kopfgroßen Knollen eingebettet ist. Zuweilen führt es auch kristallisierten Gips.
3. Toniger, feinkörniger Sandstein¹⁾, 26—31 cm mächtig, mit zahlreichen Resten von Pflanzen, Insekten, Fischen und Foraminiferen (Alveolinen).
4. Unteres Schwefelflöz, meist 26—31 cm mächtig, ein dunkler, bituminöser Schiefer, in welchem Schwefel innig mit Schiefermaterial vermengt ist, so daß er nur durch Destillation aus diesem gewonnen werden kann.
5. Bituminöser Schiefer, 30 cm.
6. Festes, sandig-toniges Gestein, 20 cm.
7. Mergelschiefer.

Obwohl diese Schichten regelmäßig weiter fortsetzen, vertauben die Flöze jedoch sehr schnell. Hierbei sind in horizontaler Erstreckung im oberen Flöz folgende Übergänge festgestellt:

1. Das lichte, taube Gestein wird dunkler.
2. Knollen treten im Gestein auf, deren zentraler Teil aus braunem, bituminösem Calcit besteht. Diese Knollen sind bisweilen mit Wasser gefüllt, das nach Schwefelwasserstoff riecht. Schwefel enthalten die Knollen nicht.
3. Die Knollen bestehen aus einer dunklen mehligen Masse, die mit Säure begossen nicht mehr braust. Dieser Masse ist Schwefel beigemischt.
4. Die Knollen bestehen aus reinem derben Schwefel, der durch Bitumen braun gefärbt ist.

¹⁾ v. Morlot sammelte hier in 14 Tagen 640 Insekten, 550 Pflanzen und 100 Fischabdrücke. Man erhält durch diese Notiz ein Bild von dem Fossilreichtum dieser Schicht.

Das untere Schwefelflöz von Radoboj verhält sich ähnlich wie das obere. Das Alter dieser Ablagerungen ist nach Pilar obermiocän (sarmatische Stufe)¹⁾.

b) Die Schwefellagerstätten von Swoszowice in Galizien.

Der jetzt aufgelassene Schwefelbergbau von Swoszowice in Galizien²⁾ liegt 10 km südlich von Krakau, an dem nördlichen Abhange des Rajskoer Höhenzuges.

Nach Untersuchungen von Tietze sind die schwefelführenden Schichten der dortigen Gegend mediterranean (= untermiocänen) Alters. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt bis zum Liegendmergel 60 m. Die Ablagerung zeigt von oben nach unten folgendes Profil (nach Ambrož):

1. Sand und Gerölle, welche in einer Mächtigkeit von 6 bis 8 m die Hangendmergel bedecken (Bogucicer-Schichten).
2. Grünlich-grauer Mergel, 16 m mächtig, bildet das Hangende des oberen Lagers. Kleine Pflanzenfragmente und Lignitstücke sind ihm eingelagert.
3. Fester, blaugrauer Kalkmergel von nur lokalem Vorkommen. Auf Kluffflächen führt er Schwefel und nelkenbraunen Baryt.

¹⁾ Die Entdeckung der Vorkommen erfolgte 1811 durch Bauern, als sich der Boden bei einem Waldfeuer entzündete und weiterbrannte. Seit 1864 ruht der Abbau.

²⁾ L. Zeuschner, Geognostische Beschreibung des Schwefellagers von Swoszowice bei Krakau. Haidingers naturw. Abhandl. Wien 1850. III. Bd. S. 171. — D. Stur, Die schwefelführenden Schichten von Swoszowice bei Krakau in Galizien. Anhang zu den Beiträgen zur Kenntnis der Flora oder Süßwasserquarze. Jahrb. der geol. Reichsanstalt. 1867. S. 126. — F. Ambrož, Über einige Mineralvorkommen in Swoszowice. Jahrb. der geol. Reichsanstalt. XVIII. Bd. 1868. S. 291. — V. v. Zepharovich, Mineralogische Notizen zur Bildungsgeschichte der Minerale von Swoszowice. Jahrb. der geol. Reichsanstalt. Bd. XIX. 1869. S. 225. — K. v. Hauer, Das Schwefelvorkommen bei Swoszowice in Galizien. Verh. der geol. Reichsanstalt. Wien 1870. S. 5. — Th. Stöhr, Der k. k. Schwefelbergbau zu Swoszowice bei Krakau. Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen. 1872. N. 39. S. 305. — D. Stur, Die fossile Flora der schwefelführenden Schichten von Swoszowice in Galizien. Verh. der geol. Reichsanstalt. 1873. S. 202. — Jos. Schmid, Das Schwefelvorkommen in Swoszowice. Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen. 1877. N. 19. S. 199. — E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Mit einer Kartenbeilage, bestehend aus 4 Blättern. Jahrb. der geol. Reichsanstalt. 1887. S. 605–612. — F. Ambrož, Beschreibung der geologisch-bergmännischen Verhältnisse der Schwefellagerstätten von Swoszowice, und Bilder von den Kupferkies-Lagerstätten bei Kitzbühel und den Schwefel-Lagerstätten bei Swoszowice. Wien 1890. Herausgegeben vom k. k. Ackerbauministerium. (Enthält weitere Literaturangaben.)

4. Hellgrauer Tonmergel mit 6—10 cm dicken Adern von Faser-gips, von nur lokaler Bedeutung.
5. Oberes Lager. Schwarzgraue Tonmergel, in welchem mit Schwefel imprägnierte oder schwefelknollenführende Mergelschichten linsenförmig oder stockförmig eingelagert sind, deren Mächtigkeit aber selten 2 m erreicht. Pflanzenreste sind in diesem oberen Lager vorhanden, namentlich in den deutlich geschichteten Schwefelmergeln, die eine plattenförmige Absonderung zeigen.



Figur 56.

Unregelmäßige Lagerung des Schwefels in Swoszowice. (Mittelfeld, Hedwig-West, 90 m vom Hedwig-Schachte. Nach Ambrož.)



Figur 57.

Schichtige Lagerung des Schwefels in Swoszowice. (Rudolf-feld, Ausrichtungsstrecke Laura Ost, 68 m vom Kreuzgestänge des Querschlags Rudolf-Nord. Nach Ambrož.)

6. Fasergipsschicht, 6—12 m mächtig. Für die Aufschließung der Schwefellager die wichtigste Leitschicht, da sie zwischen beiden Schwefellagern vorkommt. Sie erstreckt sich durch die ganze Grube in flach-wellenförmiger Lagerung.
7. Unteres Lager, absätzig eingelagert in milden, schwarzgrauen Tonmergeln, in welchen stellenweise Schwefelknollen und bankförmig abgelagerte Schwefelerze auftreten.
8. Hellgrauer, feingebänderter Mergel des Liegenden, mit sandigen Einlagerungen, aber stets frei von Schwefel. Er lagert unmittelbar auf einem in 120 m Tiefe erbohrten miocänen Salzton.

Dieses ganze Schichtensystem hat nach Süden hin ein flaches Einfallen. Nach Osten zu keilt es sich flach ansteigend aus, während die Mächtigkeit des Fasergipses hier zunimmt. Nördlich von Swoszowice ruhen die Mergelschichten direkt ohne Unterlagerung von Salzton auf oberjurassischem Kalke, der hier in geringer Tiefe (48 und 81 m) schon erbohrt wurde.

Der Schwefel wird in Swoszowice begleitet von Calcit, Gips, Baryt und Quarz. Der Schwefel ist meist derb, selten kristallisiert und auch dann noch oft rauh, zerfressen und skelettartig. Kristalle findet man fast nur als jüngere Bildung auf Klüften. Durch wäßrige Lösungen wurde Schwefel oft gelöst und fortgeführt. Die hierbei entstehenden Hohlräume wurden dann durch Calcit, Baryt oder andere Mineralien wieder ausgefüllt.

Der durchschnittliche Gehalt der Lagerstätte beträgt nach E. Tietze 12—14 Prozent Schwefel.

Zepharovich und Zeuschner erblicken den Ursprung der Schwefelablagerungen von Swoszowice in schwefelwasserstoffhaltigen Quellen, die sich am Boden eines Wasserbeckens ergossen. Zwischen den sich absetzenden Sedimenten dieses Wasserbeckens erfolgte dann gleichzeitig der Absatz des Schwefels, so daß derselbe heute als Imprägnation oder Konkretion in Ton- und Mergelschichten enthalten ist.

Durch Umlagerungen entstanden dann später sekundäre Schwefelabsätze auf Spalten und Klüften. —

Der Schwefelbergbau von Swoszowice ist schon sehr alt. Nach Stöhr war der Bergbau schon 1422 im Betrieb. In letzter Zeit wurde er wieder eingestellt, weil die Gewinnung bei den heutigen Schwefelpreisen nicht mehr lohnend war. Von 1861 bis 1867 produzierte die Grube 15 000 Tonnen mit 11—12 Prozent ausbringbarem Schwefel.

c) Sonstige Schwefelvorkommen in Österreich-Ungarn.

Im östlichen Galizien hat man in der Nähe von Stanislaw beim Dorfe Dzwiniacz bei Bohorodeczany schwefelführende Schichten erschürft. Außer Schwefel gewann man an diesem Orte auch Petroleum. Das Alter der schwefelführenden Schichten ist miocän. Ihr Profil ist nach Windakiewicz¹⁾ folgendes:

¹⁾ E. Windakiewicz, Das Schwefelvorkommen in Dzwiniacz bei Bohorodeczany. Österr. Zeitschr. für Berg- u. Hüttenwesen. Wien 1874. XXII. S. 39—40.

- 69 cm gelber Lehm,
- 57 „ Schotter,
- 240 „ Mergel, stellenweise Blende führend,
- 60 „ Mergel mit Schwefelkies, Zinkblende und Bleiglanz mugeln,
sowie mit stark schwefelhaltigem Wasser,
- 69 „ grauer Ton mit Schwefel,
- 207 „ blauer Ton mit Gips,
- 72 „ weicher blauer Letten ohne Gips.

Die schwefelführende Schicht ist petrographisch als ein mit Schwefel durch und durch imprägnierter grauer fester Ton zu bezeichnen, der auch Drusen mit Schwefelkristallen enthält. Der Durchschnittsgehalt dieser Schicht beträgt 17 Prozent S.

Nach einer Notiz der Zeitschr. f. prakt. Geologie¹⁾ sind auch in Siebenbürgen im Petriscelwalde am Fuße des 1900 m hohen Pietra Pistyi-Berges Schwefellager bekannt.

Die Schwefellagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika.

a) Die Schwefellagerstätten in Louisiana.

In Louisiana²⁾ fand man 1869 beim Bohren nach Petroleum 8 Meilen vom Calcasieu-River entfernt Schwefellager von ungewöhnlicher Mächtigkeit. Dieselben haben sich heute zu ungeahnter Bedeutung auf dem Weltmarkte emporgeschwungen.

Geographische Lage. Die Schwefelvorkommen von Louisiana liegen im Süden des Staates, in der an den Golf von Mexico anschließenden Gulf Coastal Plain. Die nächste Stadt ist Lake Charles am linken Ufer des Calcasieu-Flusses, welches etwa 18 km von der Grube entfernt liegt. Mit der Southern Pacific Railway ist „Sulphur“ durch eine ca. 9 km lange Eisenbahnlinie verbunden. Die Entfernung nach New Orleans, wo früher der Schwefel verladen wurde, beträgt 369 km, die Entfernung nach Galveston in Texas 191 km. Die jetzige Verschiffung des Schwefels findet in Sabine (Texas) statt.

¹⁾ Zeitschr. f. prakt. Geol. XI. 1903. S. 368.

²⁾ Preussner, Ein merkwürdiges Schwefelvorkommen in Louisiana, Zeitschr. d. D. geol. Ges. XL. 1888. S. 194—197. — C. W. Hayes and William Kennedy, Oil Fields of the Texas-Louisiana Gulf Coastal Plain. United St. Geol. Survey. Bull. 212. Washington 1903. — L. Baldacci, Il Giacimento Solfifero della Louisiana. Pubblicazioni del corpo reale delle miniere. N. 22. Roma 1906.

Die Oberflächengestaltung der 80—160 km breiten Gulf Coastal Plain ist äußerst einfach. Das Land erhebt sich meist nur 1 m über den Wasserspiegel des Golfes. Höhen von 12—15 m sind selten. Die höchsten Hügel liegen bis 40 m hoch.

Geologischer Überblick. Tertiäre Schichten sind die wichtigsten und verbreitetsten Ablagerungen der Texas-Louisiana Coastal Plain. Bedeckt werden sie von quartären Sedimenten. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten ist selbst auf engbegrenztem Gebiete großen Schwankungen unterworfen. In dem folgenden Profile ist stets die größte bekannte Mächtigkeit angegeben. Die Profile sind durch die zahlreichen Bohrungen auf Petroleum bekannt geworden.

Ein allgemeines Profil ergibt folgendes Bild:

1. Alluvium: Sumpf- und Flußablagerungen. — 1,50—7,50 m.
2. Pleistocän, mit vielleicht etwas Pliocän:
 - a) Beaumont-Tone: Braune, blaue und gelbe Tone mit unregelmäßig eingestreuten Kalksteinknollen; braune und blaue Sande mit großen Mengen von Zypressenholz und rezenten Muscheln. — 7,50—120 m.
 - b) Columbia-Sande: Weiße, graue und gelbe Sande mit Lagen von blauem und gelbem Ton, etwas Holz und einer mächtigen Ablagerung von Kies an der Basis. In den Tonen hat man Reste gefunden von Mammut, Megalonyx, Equus, Smilodon fatalis usw. — 15—60 m.
3. Neocän (Miocän mit vielleicht etwas Pliocän):
 - a) Lafayette Sande: Blaue und rote, dünngeschichtete Tone; massige rote und braune Tone; rote und braune diagonalgeschichtete Sande und Kiese mit Toneinlagerungen. — 9—112 m.
 - b) Blaue, braune und graue Tone; Sande mit dünnen Lagen von Kalkstein und etwas Öl. — 90—145 m.
 - c) Blaue Tone und dünngebettete, unregelmäßig abgelagerte Sandsteine. — 60 m.
 - d) Blaue, rote und graue Tone und Sande und dünngeschichtete Kalksteine; dolomitisierter Kalkstein mit **Schwefel**, Gips, Gas und Petroleum. Die Sande enthalten Fossilien miocänen Alters. — 90 m.
4. Eocän:
 - a) Frio-Tone: Verschiedenfarbige Tone, entweder dünngeschichtet mit Gipskristallen, oder massig mit Kalksteinkonkretionen. — 78 m.

- b) Fayette-Sande: Graue Sande und Sandsteine mit zwischengelagerten Tonen. Der obere Sandstein enthält zahlreiche Pflanzenreste. — 120 m.
- c) Yegua-Tone: Dunkelblaue, gipsreiche Tone und dunkelblaugraue Sande mit beträchtlichen Lignitablagerungen. — 300 m.
- d) Cooks Mountain-Schicht: Marine Grünsande, Tone, sandige Tone und Tone mit Kalkkonkretionen. — 117 m.
- e) Mount Selman-Schicht: Braune Sande, blaue Tone, Grünsande, glaukonitische Sandsteine und mächtige Ablagerungen von Limonit. — 78 m.
- f) Lignitic: Verschiedenfarbige Sande mit zwischengelagerten Tonen, an welche mächtige Lignitflöze gebunden sind. — 318 m.
- g) Wills Point-Tone: Gelbbraune Sande mit Knollen von Sandstein und Kalkstein; Tone und weiße Kalksteine. — 80 m.

5. Kreide.

Die schwefelführenden Ablagerungen. Über die genauere Lagerung der schwefelführenden Schicht gibt uns ein Bohrloch Auskunft, welches 1892/93 in Sulphur niedergebracht wurde:

Ton	50,10 m
Schwemmsand	40,35 „
„	7,95 „
Sand und Kies	5,10 „
Geschieferter Ton	0,30 „
Heller, wasserführender Ton	1,20 „
Heller Ton und Sand	1,50 „
Heller, wasserführender Kalkstein („Spar“)	7,50 „
Kalkstein („Spar“)	5,70 „
Sand	0,30 „
Weicher, heller Kalkstein („Spar“), wasserführend	8,— „
Sandiger heller Mergel	2,40 „
Schwefel	0,90 „
Kalkstein und Schwefel	1,80 „
Schwefel	1,50 „
Kalkstein und Schwefel	0,60 „
Schwefel	0,30 „
Kalkstein und Schwefel	4,80 „
Dunkler Kalkstein und Schwefel	7,20 „
Kalkstein und Schwefel	1,50 „

Schwefel	0,60 m
Kalkstein und Schwefel	4,80 „
Schwefel	1,20 „
Kalkstein und Schwefel	3,— „
Schwefel	0,90 „
Kalkstein und Schwefel	2,40 „
Schwefel	0,60 „
Kalkstein und Schwefel	9,30 „
Schwefel	1,80 „
Kalkstein und Schwefel	6,90 „

Ein von Preussner mitgeteiltes älteres Bohrprofil geht tiefer als das soeben mitgeteilte und weicht von demselben auch in manchen Punkten beträchtlich ab. Dasselbe lautet:

Gelber und blauer Ton	48,— m
Grauer und gelber Sand	52,— „
Kalkstein	33,— „
Reiner Schwefel	32,— „
Schwefelführender Gips	30,— „
Reiner Schwefel	1,80 „
Schwefelführender Gips	7,20 „
Sehr schwefelreicher Gips	133,— „
Schwefelführender Gips	30,— „
	<hr/>
	367,— m

Ein anderes Bohrloch ergab (nach Baldacci) in 128 m Tiefe eine schwefelführende Kalksteinbank von 20 m Mächtigkeit und unter dieser eine 36 m reine Schwefelschicht, von 80—90 Prozent S.

Analysen des Schwefels aus einem der Bohrlöcher ergaben nach Preussner:

Tiefe	Schwefel
150,90 m	70 Prozent
159,90 „	60 „
164,70 „	81 „
165,60 „	91 „
181,20 „	98 „

Durch zahlreiche Bohrungen hat man erkannt, daß die Schwefel-Lagerstätte die Gestalt einer gequetschten Kuppel besitzt, mit schwachem Einfallen nach Süden und sehr starkem Einfallen nach Nordosten. In dieser letzten Richtung, nach Nordosten, scheint sich nach neueren Aufschlüssen die Lagerstätte zu vergrößern und anzureichern (Baldacci). (Fig. 58.)

Die Schwefellagerstätten von Louisiana.

Geologische Schnitte, auf Grund der Bohraufschlüsse bis 1905, angefertigt v. Baldacci.

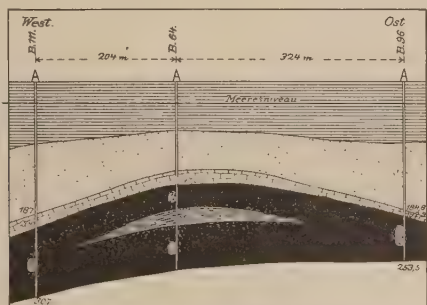


Fig. I. Schnitt West-Ost.

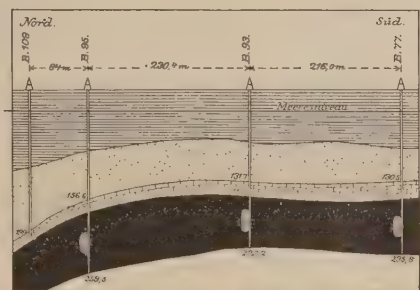
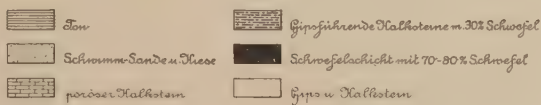


Fig. II. Schnitt Nord-Süd

Maßstab 1:5000.



Figur 58.

Das schwefelführende Gebiet umfaßt nach den jetzigen Aufschlüssen etwa 12 Hektar (30 Acre), wobei aber das Ende der Ablagerung noch nicht erreicht ist. Die „Union Sulphur Company“ hat sich das Land im Umkreis von mehreren Meilen gesichert.

Der Abbau des Schwefels in Louisiana erfolgt nach einem sinnreichen Verfahren des Deutsch-Amerikaners Hermann Frasch in folgender Weise: Bohrlöcher werden ca. 240 m tief nach bekannten Methoden niedergebracht. In jedes dieser Bohrlöcher werden alsdann verschiedene Rohre ineinander hinabgelassen, mit je 10, 6, 3 und 1 Zoll Durchmesser. In den Zwischenräumen zwischen diesen Röhren



Figur 59.

„The Union Sulphur Company“, Louisiana.

Ein reiner Schwefelblock von 14,50 m Höhe. Die Seitenansicht links zeigt unbedeckten Schwefel, während die Endansicht rechts am Bilde noch die Bretter des Kastens zeigt, in welchen der flüssige Schwefel hineinfließ und erkaltete.

leitet man heißes Wasser und komprimierte Luft hinab und pumpt andererseits den hierdurch geschmolzenen Schwefel hinauf. Das überhitzte Wasser fließt hierbei zwischen der 10- und 6-Zoll-Röhre hinunter und bringt in der Tiefe den Schwefel zum Schmelzen. Da der geschmolzene Schwefel leichter wie Wasser ist, so steigt er bis zur Röhrenöffnung auf und wird durch dieselbe alsdann zutage gebracht. Heiße komprimierte Luft wird nebenbei durch die kleine 1 Zoll breite Röhre hinabgepreßt, damit der geschmolzene Schwefel sich mit Luft mischt und so leichter nach oben steigt. Ein zweimonatlicher Versuch mit sechs Bohrschächten in Betrieb ergab eine Ausbeute von 122 000 Tonnen Schwefel. Über Tage wird der

Schwefel alsdann in große Holzkästen geleitet, die bis 15 m hoch, 75 m breit und 105 m lang sind und 75 000—150 000 Tonnen Schwefel enthalten. In diesen Kästen erstarrt der Schwefel unmittelbar nach seinem Ausfließen aus der Röhre. Der Schwefelgehalt dieses eigenartigen Fördergutes übersteigt 99 Prozent S. Die erstarrte Masse wird später mit Dampfschaufeln gebrochen und mechanisch verladen.



Figur 60.

„The Union Sulphur Companie“, Louisiana.

Auffüllen eines 15 m hohen Kastens mit geschmolzenem Schwefel.

b) Die Schwefellagerstätten Nevadas.

Im nordwestlichen Nevada liegen an der westlichen Seite der Kamma Mountains, am Rande der Black Rock-Wüste die „Rabbit Hole“-Schwefelgruben¹⁾ (35 Meilen nordwestlich Humboldt House).

Die Berge in der Umgegend der Grube bestehen hauptsächlich aus Rhyolithen, an ihrem westlichen Abfalle sind aber miocäne Sedimente angelagert, welche aus vulkanischen Fragmenten und Lagen von Tuff bestehen. Dieses Gestein ist sehr kieselsäurereich und wird durch Quarz und Chalcedon zementiert. Auch traubige Massen von Hyalin kommen in ihm vor. In diesen Sedimenten findet sich der Schwefel.

Der Schwefel füllt in dichter reiner Masse in diesem Gestein Hohlräume aus. Weniger wichtig sind Inkrustationen und einzelne schöne

¹⁾ G. J. Adams, The Rabbit Hole Sulphur Mines near Humboldt House, Nev. United St. Geol. Survey. Bulletin 225. S. 497—500. Washington 1904.

Kristalle in Drusen. Die Kristalle haben bisweilen eine etwas rötliche Farbe von beigemengtem Zinnober. In diesen Drusen findet sich ferner öfter Alunit ($K(H_2O)_2Al_2(SO_4)_3$) als weiße pulverähnliche Masse, hervorgegangen durch Einwirkung der Schwefeldämpfe auf Feldspatsubstanz. Weiter tritt als sekundäres Produkt Gips auf.

Die Entstehung der Lagerstätte ist auf vulkanische Solfatarentätigkeit zurückzuführen.

Der Schwefel, der mit nur 8 Prozent im Gestein enthalten ist, wird durch überhitzten Dampf extrahiert.

c) Die Schwefellagerstätten in Wyoming.

In Wyoming findet man Schwefellagerstätten $3\frac{1}{2}$ Meilen nordwestlich von Thermopolis²⁾ an dem sanften, nordöstlichen Abhang eines kleinen Rückens am Owl Creek.

An dem Aufbau der dortigen Berge beteiligen sich verschiedene paläozoische und mesozoische Ablagerungen, die an einzelnen Stellen von Travertin, einem Absatz heißer Quellen, bedeckt werden.

Die heißen Quellen, die noch heute dort zutage treten, besitzen eine Temperatur von $57^\circ C$. Sie verbreiten einen starken Geruch nach Schwefelwasserstoff und enthalten viel Kohlensäure. Zudem zeigt ihre Analyse in beträchtlicher Menge K, Na, Mg, Ca, Fe. Durch Absatz dieser Substanzen entstehen die Travertinterrassen.

Der Travertin besteht aus Calciumkarbonat und Calciumsulfat (Selenit). Er enthält etwas gediegen Schwefel in isolierten Kristallen oder in kleinen Knollen, aber immer in unabbauwürdiger Menge.

Der bauwürdige Schwefel findet sich im veränderten Embar-Kalkstein, welcher unmittelbar den Travertin unterlagert. Der Schwefel tritt hier in sehr unregelmäßigen Gängen oder Nestern auf, und zwar immer dort, wo früher die Quellen in Kontakt mit Kalkstein kamen. In horizontaler Erstreckung beträgt die Länge dieser Vorkommen selten mehr als 30 m. In vertikaler Richtung sind sie äußerst unregelmäßig.

Der Schwefel findet sich bei Thermopolis mineralogisch in zweierlei Gestalt. Entweder als kleiner gelber Kristall in Gängen und Drusen, oder derb und massig, wenn der Schwefel den Kalkstein bei Erhaltung seiner früheren Struktur verdrängt hat. Die reicheren Partien enthalten 30 bis 50 Prozent S.

²⁾ E. G. Woodruff, Sulphur Deposits near Thermopolis, Wyo. United St. Geol. Survey. Bulletin 380. S. 373—380. Washington 1909.

Der Schwefelgehalt der jetzigen heißen Quellen dieser Gegend und das Gebundensein der Schwefellagerstätten an alte Wasserkanäle, spricht für thermale Entstehung dieser Schwefelvorkommen. Oxydation, Temperaturabnahme und der chemische Einfluß des Kalksteins auf die durchfließenden Lösungen spielten beim Absatz des Schwefels eine Rolle. Es würde nach dieser Ansicht der Schwefel nicht in große Tiefe hinabsetzen, da Oxydationsprozesse und Temperaturabnahme an die Nähe der Erdoberfläche gebunden sind.

Der Abbau begann 1908.

d) Die Schwefellagerstätten von Utah.

Im mittleren Utah gibt es Schwefellagerstätten am Cove Creek¹⁾ bei Sulphurdale, etwa 20 Meilen nördlich Beaver.

Auf paläozoischen Sedimenten lagern hier sehr mächtige vulkanische Tuffe und Ergußgesteine, vor allem Rhyolithe und Andesite, seltener Basalte. Weiße, zersetzte Rhyolithtuffe sind das Nebengestein des Schwefels.

Ein Teil des Schwefels findet sich in Form zylindrischer Säulen mit 3—4,5 m Durchmesser. Diese Säulen besitzen eine radiale Struktur, gerade als ob von einem zentralen Kanal aus sich der Schwefel ringsum in den Tuff verbreitet hätte. In diesem Tuff bildet der Schwefel dunkelgefärbte Imprägnationen oder die verkittende Grundmasse. An anderen Stellen erscheinen unregelmäßige Adern von beinahe reinem Schwefel, die sich in dem Tuff verästeln. Diese kleinen Gänge zeigen oft parallele Lagerstruktur und sind als Ausfüllungen von Spalten zu betrachten. Kleine Hohlräume sind bisweilen mit Schwefelblume oder Schwefelkristallen ausgekleidet.

Der Gehalt der Lagerstätte schwankt sehr. Ausgesuchte Proben ergaben 80 und 65 Prozent Schwefel. Tuff mit 15 Prozent Schwefel ist noch abbauwürdig.

Die Entstehung dieser Schwefellagerstätte ist vulkanischen Ursprungs. Noch heute entströmen Schwefelwasserstoffgase hier dem Boden. Dieselben haben sich in höheren Zonen zu Schwefel und Wasser oxydiert. Bei noch höherer Oxydation entsteht Schwefelsäure, die in dem Wasser, das die dortigen Gesteine durchströmt, auch anzutreffen ist. Auf diese Weise ist wohl auch die Entstehung dieses ganzen Schwefelvorkommens zu erklären, das als Imprägnation der Tuffe am Cove Creek auftritt.

¹⁾ W. T. Lee, The Cove Creek Sulphur Beds, Utah. United St. Geol. Survey. Bulletin 315. S. 485—489. Washington 1907.

e) Schwefelvorkommen in Texas.

Die Schwefelvorkommen von Texas¹⁾ liegen im nördlichen Teile von Reeves County und im nordöstlichen El Paso County. Das charakteristischste Landschaftsbild dieser Gegend ist das Guadalupe-Delaware-Gebirge, welches NW—SO streicht und welches das abflußlose Salzbassin im Westen und das Becken von Toyah im Osten trennt. An den östlichen Abhang dieses Gebirges schließt sich eine flachgewellte, sehr gipsreiche Ebene an. Zwischen dieser und dem Flusse Pecos liegen einige Hügel, die Screwbean-Rustler Hills.

Geologisch baut sich die Gegend aus Sedimentgesteinen auf, welche verschiedenen Formationen angehören, dem Carbon, Perm, der Kreide und dem Quartär. Die Gipse, welche in Texas 600 Quadratmeilen dieser Ebene bedecken, gehören zum Perm. Sie sind massig, körnig oder erdig und enthalten dünne Schichten von Kalkstein zwischengelagert. An sie sind die Schwefelvorkommen gebunden.

Die wichtigste Lagerstätte liegt im Becken von Toyah, etwa 6 Meilen nordöstlich von Rustler Spring in der Nähe von Maverick Spring, nahe dem östlichen Fuße der Screwbean-Rustler Hills. Der Schwefel liegt hier mit Quarzkörnchen zusammen an oder in der Nähe der Oberfläche des Gipses. Er bildet entweder eine dünne Haut auf dem Gipse oder ist dem Gipse fein eingesprengt. Auf weite Strecken kann man hier die braun gefärbte Oberfläche verfolgen, unter welcher der Gips 1 m tief mit organischer Substanz äußerst stark imprägniert ist und zahlreiche Schwefelkristalle führt. Ein Schurf hat eine 60 cm mächtige Bank amorphen Schwefels mit beigemengten kleinen Quarzkörnchen freigelegt. Ein 12 m tiefer Schurf (5 Meilen nordwestlich von Maverick Spring) ergab in einem Gemenge von Gips, Sand und Kies durchschnittlich 26 Prozent Schwefel (Höchstgehalt 46 Prozent).

Etwa 6 Meilen nördlich von Rustler Springs wurde ebenfalls Schwefel gewonnen. Derselbe lag unter 0,60—0,90 m erdigem, porösem Gips, der einige abgerundete Quarzkörner enthielt. Die Mächtigkeit der schwefelführenden Ablagerung betrug 1,20 m und bestand aus einem braunen, porösen Materiale mit 18,36 Prozent Schwefel.

Zehn Meilen nordwestlich von Rustler Springs werden Gipsschichten von einem 6 m mächtigen grauen Kalkstein unterlagert. Der Übergang zwischen beiden Gesteinen ist allmählich. Im Gipse liegt eine 0,90 m

¹⁾ G. B. Richardson, Native Sulphur in El Paso County, Tex. United St. Geol. Survey. Bulletin 260. S. 589—592. Washington 1905. — Im Auszug auch in Baldacci, Il Giacimento solfifero della Louisiana. Roma 1906.

mächtige Zone, die unregelmäßig mit Schwefel imprägniert ist. Etwa $\frac{1}{2}$ Meile nordöstlich von dieser Lokalität lagert mit Schwefel imprägnierter Gips (1,80 m) auf bituminösem Kalkstein (0,90 m).

Die Entstehung dieser Schwefelvorkommen ist Reduktionsprozessen zuzuschreiben, welche vermittels der begleitenden organischen Substanzen sich im Gipse abspielten.

Die Schwefellagerstätten Mexikos.

Die wichtigsten Schwefellagerstätten von Mexiko¹⁾ sind die Vorkommen von Los Cerritos zwischen Tampico und San Luis Potosi.

Die Gruben bei Conejos in der Nähe von Torreon werden nur zeitweise bebaut, hauptsächlich für lokalen Bedarf und für die Dynamitfabrik Gomez Palacio.

Andere Vorkommen existieren bei Tamaulipas und im unteren Kalifornien. —

Der Popocatepetl enthält entgegen weit verbreiteter Meinung keine abbauwürdigen Schwefelmengen. Der Schwefel kommt hier nur als Inkrustation der Lava am Gehänge und im Krater des Vulkans vor. —

Ein sehr interessantes Schwefelvorkommen ist in der Sierra Mojado (Coahuila) in einer der Gruben der American Smelting und Refining Company bekannt. Gediegen Schwefel bildet hier die Grundmasse eines Erzes, das aus Eisen- und Bleikarbonat mit einem Silbergehalt besteht. Es scheint dieser Schwefel sekundär durch Reduktion aus Sulfiden entstanden zu sein. Der Schwefel soll als Nebenprodukt gewonnen werden. —

Geologische Literatur über alle diese Vorkommen gibt es nicht, mit Ausnahme der interessanten Schwefelgänge der Sierra de Banderas (Conejos), die E. Böse²⁾ beschrieben hat. Auf sie sei kurz eingegangen.

In den Gebirgen zwischen San Pedro de la Colonia, Mapimi und Conejos trifft man zahlreiche gangförmige Schwefellagerstätten. Die bekanntesten sind die Schwefelgruben der Sierra de Banderas nahe der Station Conejos.

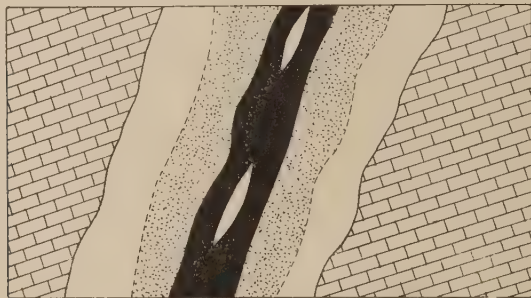
Die Sierra de Banderas setzt sich topographisch aus zwei Teilen zusammen, aus höheren Bergen, welche 400 m über der Ebene liegen, und aus kleineren Hügeln, die kaum 180 m erreichen. In den höheren Bergen treten nur Spuren von Schwefel auf. Die Gesteine dieser Berge sind cretaceische Rudistenkalke.

¹⁾ Eng. u. Mining Journal 1909. S. 1012.

²⁾ E. Böse, Excursions aux mines de soufre de la sierra de Banderas. Führer XIX. Internat. Geologenkongreß Mexiko 1906.

In dem niedrigeren Hügellande liegen die Schwefelgruben San José und El Porvenir. Im nördlichen Teil dieses Gebietes treten Kalke der mittleren Kreidezeit auf, welche von Tonschiefer und Kalkschiefern mit dünnen Gips-lagen unterteuft werden. Im südlichen Teile sind vorwiegend Rudistenkalke.

Die Schwefellagerstätten finden sich sehr unregelmäßig in Form von Taschen, Gängen oder Adern im Kalkstein. Die Gänge zeigen nach Böse meist folgendes Bild: Die Seitenwände bestehen aus graublauem



Rudisten Kalkstein der mittl. Kreide



Gips



Kieselsäurereicher Gips u. Schwefel



Kristallinischer Schwefel

Figur 61.

Schematisches Profil eines einfachen Schwefelganges der Sierra de Banderas in Mexiko.
(Nach Böse.)

Kalkstein, der von mehr oder weniger mächtigem, meist kristallinischem Gips begrenzt wird. Hierauf folgt eine Lage weißer Kieselsäure, die puderähnlich zu meist gleichen Teilen mit Gips vermischt ist. Weiter entfernt vom Nebengestein, also zum Zentrum des Ganges hin, wird das kieselsäurereiche Gestein arm an Gips, aber reich an Schwefel (20—40 Prozent), der in der Mitte des Ganges ganz rein vorkommt. Er enthält hier oft nur $\frac{1}{2}$ Prozent Verunreinigungen. Die Hauptmasse des Schwefels ist kryptokristallin. In Hohlräumen zwischen den einzelnen Lagen findet man auch Schwefelkristalle. In sehr breiten Gängen ist in der Mitte des Ganges zwischen dem Schwefel bisweilen noch kristallisierte Gips vorhanden. (Fig. 61.)

Über die Entstehung dieser Gänge äußert sich E. Böse in folgender Weise: Zuerst entstanden Gänge, welche Gips, Kieselsäure und Schwefel in sehr feinem Korne enthielten; später bildete sich der kristallisierte Schwefel. Die Gangfüllung ist auf Absatz schwefelwasserstoffhaltiger Quellen zurückzuführen, indem sich der Schwefelwasserstoff in den oberen Regionen zunächst zu Wasser und Schwefel oxydierte. In statu nascendi oxydierte sich der Schwefel weiter zu SO_2 , woraus in dem Wasser der Quelle schweflige Säure gebildet wurde. Letztere griff den Kalkstein des Nebengesteines an und bildete aus diesem Gips und Kohlensäure. Die Kieselsäure der Gänge stammt aus dem Kieselsäuregehalt des Kalksteines, aus welchem sie ausgelaugt wurde. Die Oxydation des Schwefelwasserstoffes fand später in geringerem Umfange statt, und es bildete sich deshalb neben H_2O kein SO_2 , sondern nur freier Schwefel, der sich niederschlug.

Schwefelvorkommen in Japan.

Die Produktion von Schwefel hat in Japan¹⁾ in den letzten Jahren zugenommen. Im Jahre 1908 betrug die Produktion 33 785 long tons im Werte von 81 145 £. In der Schwefel-Weltproduktion steht Japan heute an dritter Stelle.

Das Vorkommen von Schwefel ist in Japan an die Nähe der Vulkane gebunden. Man unterscheidet folgende vier Typen von Lagerstätten:

1. Inkrustationen und Imprägnationen von Schwefel im Nebengestein von Solfataren. Es sind diese Schwefelmassen Absätze von Gasen.
2. Schwefel und Schlamm miteinander gemischt, Schwefelergüsse („Flowing streams of sulfur“) und Schwefelblöcke, die bei einer Eruption aus einem Vulkan herausgeschleudert wurden (?).
3. Schwefelablagerungen in alten Kraterseen.
4. Schwefelabsätze heißer Quellen, analog Sinterabsätzen.

Die drei ersten Typen liefern fast die ganze Produktion. Der letzte Typus wurde nur in geringer Menge zu medizinischen Zwecken ausgebeutet. Man baut im allgemeinen an allen diesen Vorkommen nur reiche Partien ab. Gesteine unter 40 Prozent S werden selten gewonnen.

Über die Fundorte des Schwefels sei folgendes mitgeteilt: Man findet Schwefelablagerungen in den Vulkangebieten zwischen Formosa und den

¹⁾ Mining in Japan, past and present. Published by the bureau of mines of Japan 1909. — Z. T. freundliche Mitteilungen von Herrn Dr. Kato an den Verfasser.

Kurilen, also außer in den beiden genannten Gegenden noch in Kyushu, Honshu und Hokkaidō. Auf Formosa arbeitet man in mehreren Gruben in der Nähe des Mt. Daiton. Die wichtigste derselben ist Hokuto. — In Kyushu liegen einige Gruben am Vulkan Kirishima. Bekannt unter diesen sind die Gruben Sulphur Island und Kujusan. — Im nördlichen Teile von Honshu finden sich mehrere Schwefelvorkommen an der japanischen See, hierunter die Gruben Numajiri, Tsurugizan und Uguisuzawa. — Die größten Gruben von Hokkaidō sind Oshino, Kobui, Iwaonupuri, Kumadomari und Shikabe. — Auf den Kurilen sind ebenfalls mehrere Gruben bekannt.

Der größte Teil dieses Schwefels verdankt direkter Solfatarentätigkeit seine Entstehung. Die Asada- und Kobui-Mine in Hokkaidō baut auf Ablagerungen eines tonigen Schwefels in einem alten Kratersee. Der Schwefel ist kompakt, grau oder graugelb gefärbt und enthält mehr oder weniger tonige Substanz (50—90 Prozent S). Die Ablagerungen sind dünn geschichtet und enthalten dünne Tufflagen zwischengeschaltet, die in seltenen Fällen auch Blattreste führen.

Über die Produktion der Hauptgruben geben folgende Tabellen Auskunft:

Gruben	Provinz	Förderung 1908 long tons	Förderung 1907 long tons
Oshino	Hokkaidō	9 458	10 034
Kobui	"	5 575	5 569
Numajiri	Iwashiro	5 284	1 544
Iwaonupuri	Hokkaidō	3 002	1 578
Kumadomari	"	2 007	3 176
Shikabe	"	1 791	1 817
Kujusan	Bungo	1 332	2 043
Hokuto	Formosa	810	572
Sulphur Island	Satsuma	609	609
Uguisuzawa	Rikuchu	592	791
Tsurugizan	"	17	1 765

Da der heimische Verbrauch an Schwefel sehr gering ist, so geht fast die ganze Produktion ins Ausland (Amerika, Australien, China).

Sonstige Schwefelvorkommen.

Europa. In **Griechenland**¹⁾ befinden sich unbedeutende Schwefelvorkommen bei Kalamaki. Dieselben treten in einem dunkel-schwarz-grünen Serpentin auf. Der Serpentin wurde bei Bildung dieser Lagerstätten durch Solfatarentätigkeit Schritt für Schritt zersetzt, so daß schließlich nur noch ein schneeweißes, poröses Kieselskelett übrig blieb, das mit Schwefel- und Gipskristallen erfüllt ist.

Asien. In **Kleinasien**²⁾ wurden Schwefellagerstätten bei Kale Sultanie an den Dardanellen und bei Allaktén im Vilayet Aidin früher ausgebeutet. Später wurde der Abbau als unlohrend wieder aufgegeben.

In **Palästina** führt die aus Gips, weißen Kalkmergeln und Geröllmassen bestehende jüngere Diluvialterrasse des Jordantales nach M. Blankenhorn nuß- bis eigroße Schwefelknollen von weißlich-gelber Farbe. „Von einer harten Mergel- oder Gipskruste umgeben liegen sie lose im kreidigen Mergel.

Der Schwefel kommt vorwiegend vor im Westen der Jordanmündung am NW-Ende des Toten Meeres, doch findet er sich auch rings ums Tote Meer herum und auf der Lisan-Halbinsel“. Am Ostfuß des Djebel Usdum hat man Schwefelkugeln neben Asphaltstückchen und Schwefelpulver in Mergeln beobachtet. Die Entstehung dieses Schwefels läßt sich vielleicht in folgende Weise erklären: Bitumenhaltiger Gips aus dem Devon wurde zu Schwefelcalcium reduziert, welches durch warme Quellen in Calciumkarbonat und Schwefelwasserstoff weiter zerlegt wurde. Durch aufsteigende Quellen an die Tagesoberfläche gebracht, oxydiert sich der Schwefelwasserstoff zu Schwefel und zu Wasser. Da sich aber das leicht zersetzliche Schwefelcalcium in den Schwefelknollen neben Gips und CaCO_3 noch in Spuren heute nachweisen läßt, so muß auch der umgekehrte Vorgang auftreten, d. h. es muß auch CaCO_3 durch S zu CaS reduziert und durch spätere Oxydation in CaSO_4 übergeführt werden.

Der Gips der dortigen Lisanschichten scheint nichts mit der Schwefelbildung zu tun zu haben. Denn einmal „sind die aus der Tiefe aufsteigenden Thermen schon mit H_2S gesättigt, wenn sie in die jüngsten Schichten eintreten, und dann müßte auch an den Stellen, wo die Lisan-

1) Th. Fuchs, Die Solfatara und das Schwefelvorkommen von Kalamaki. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1876. S. 54—55.

2) C. Schmeisser, Bodenschätze und Bergbau Kleinasiens. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906. S. 192.

schichten am reichsten an Gips sind, der meiste Schwefel vorkommen. Das Vorkommen von staubförmigem Schwefel im Mergel ist wohl zurückzuführen auf Zersetzung von Schwefelwasserstoff, welcher in dem den Mergel absetzenden Wasser aufstieg¹⁾.“

In **Persien**²⁾ wird Schwefel an zahlreichen Punkten gewonnen. Südöstlich von Tash in der Alberuskette findet man Mergel, der mit Schwefel und Gips imprägniert ist. Ebenso gibt es Schwefel im nordwestlichen Persien zwischen Mesjed-i-Suleiman und den Asmaribergen. Ferner kennt man Schwefel 8 km von Coramis im Kourdishgebirge.

Am alten Vulkan bei Zendan, im Aserbeidschan-Distrikt kommt Schwefel in erdigem Gestein vor. Auch wenige Kilometer westlich einer Realgar-Grube im Tahkt-i-Soleiman-Gebirge wird Schwefel im Sommer gegraben.

In **Mittelasien** tritt Schwefel bei Aschabad³⁾ auf.

In **Indien** (Baluchistan) liegen die Schwefelvorkommen von Sanni. In der Nähe der Gruben finden sich zahlreiche Gänge von Alunit⁴⁾.

Auf der Insel Camiguin in den **Philippinen** (nördlich Luzon) findet sich Schwefel in größeren Mengen in Solfataren. Andere Vorkommen liegen auf der Insel Biliran an den Abhängen des Mount Gviron. (San Antonio und Santa Rosalia⁵⁾).

Im östlichen **Sibirien** kommt im Distrikt Nertschinsk⁶⁾, in der Nähe der dortigen Zinnoberlagerstätte Schwefel im Kalkstein vor. Von 1789 bis 1797 gewann man hier ungefähr 7380 kg.

Amerika. In **Chile** sind im Departement Taltal in den Cordilleren in einer Höhe von 3500 bis 4000 m Schwefelablagerungen bekannt. Dieselben finden sich an den Abhängen der Vulkane. Sie sind mit vulkanischer Asche, Gips und Bimsstein vermengt. Die Mächtigkeit soll bis 10 m betragen⁷⁾.

An der Nordküste **Perus**⁸⁾ sind bei Sechura ganz nahe dem Meeresufer Schwefellager bekannt. Der hier zutage tretende Schwefel ist mit 50 Prozent Sand vermischt.

1) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897. S. 361.

2) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. S. 481.

3) Zeitschr. f. prakt. Geol. X. 1902. S. 245.

4) Eng. and Mining Journ. 1907. II. S. 393.

5) Eng. and Mining Journ. 1907. S. 900 und 1063.

6) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899. S. 55.

7) Zeitschr. f. prakt. Geol. X. 1902. S. 35.

8) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907. S. 93.

Afrika. In **Marokko**¹⁾ findet man Schwefel im Atlasgebirge, gegenüber von Tarudant. Derselbe wird zur Fabrikation von Pulver benutzt. —

Am Nordabhang des **Kamerunberges**²⁾ lagert Schwefel in einer schlammigen, weiß und rot gefärbten Schicht, welche aus Ton und Gips besteht. Der Schwefel bildet in dieser Grundmasse rötlich gelbe Knollen von Kartoffelgröße. Die Temperatur dieses Schlammes beträgt schon bei $\frac{1}{2}$ m Tiefe 50° C.

Australien. Auf Vanua Lava³⁾, einer Insel der neuen Hebriden in der **Südsee**, findet sich Schwefel in größerer Menge als Kruste und Imprägnation von Trachyt. Der Schwefel ist vulkanischen Ursprungs. Ebenso wurde auf Tanna in derselben Inselgruppe früher (vor 20 Jahren) Schwefel gewonnen, durch einen plötzlichen Vulkanausbruch wurde jedoch die weitere Produktion unterbunden. Eine wirtschaftliche Bedeutung besitzen diese Vorkommen zurzeit nicht.

Künstliche Darstellung von Schwefel.

Die Frage nach der Möglichkeit einer Schwefelgewinnung aus sonstigen Rohprodukten sei ganz kurz berührt, da sie für die Frage nach der Entstehung der Schwefellagerstätten Interesse hat. So liefert vor allem Schwefelkies und Kupferkies beim Erhitzen unter Luftabschluß Schwefel. Der Schwefelkies geht hierbei in eine dem Magnetkies ähnliche Modifikation über.

Aus Schwefeldioxyd (SO_2) kann man Schwefel gewinnen, indem man dieses Gas über glühende Kohlen leitet: $\text{SO}_2 + \text{C} = \text{CO}_2 + \text{S}$ oder $\text{SO}_2 + 2\text{C} = 2\text{CO} + \text{S}$; ferner, indem man durch Wasserstoff reduziert: $\text{SO}_2 + 4\text{H} = \text{S} + 2\text{H}_2\text{O}$; endlich erhält man auch Schwefel, wenn man SO_2 über rotglühende Schwefelmetalle der Alkalien oder alkalischen Erden leitet.

Aus Schwefelwasserstoff (H_2S) erhält man Schwefel durch Verbrennen des im Schwefelwasserstoff enthaltenen Wasserstoffes. Diese Verbrennung kann durch freien oder gebundenen Sauerstoff erfolgen. Sie geschieht häufig durch Vermittlung einer Kontaksubstanz (wie rotglühendes

¹⁾ Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899. S. 52.

²⁾ A. Macco, Die nutzbaren Bodenschätze der deutschen Schutzgebiete. Zeitschr. f. prakt. Geol. XI. 1903. S. 30.

³⁾ Siehe Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897. S. 110, sowie Eng. and Mining Journ. 1909. S. 958.

Eisenoxyd). Bekannt ist die im feuchten Zustande nach folgender Formel verlaufende Reaktion: $\text{SO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} = 2\text{H}_2\text{O} + 3\text{S}$.

Aus Gips oder Schwerspat hat man oft versucht, Schwefel herzustellen. Diese Sulfate wurden hierbei zunächst zu Sulfide reduziert, woraus man durch Kohlensäure oder andere Säuren Schwefelwasserstoff austrieb, der nach bekannten Methoden dann auf Schwefel weiter verarbeitet wurde.

Die Entstehung der Schwefellagerstätten.

In Gebieten noch tätiger oder erst vor kurzem erloschener Vulkane trifft man oft Stellen, welche mit gelbem Schwefel überkrustet sind. Aus Solfataren steigen in diesen Gegenden noch jetzt Dämpfe und Gase auf, welche einen Geruch nach schwefliger Säure verbreiten und Schwefel an den Wänden ihrer Austrittsöffnungen absetzen.

In früheren Zeiten war man geneigt, die Entstehung der abbauwürdigen Schwefellagerstätten auf ähnliche Prozesse zurückzuführen. Bei genaueren Untersuchungen erwies sich jedoch diese Annahme in ihrer Allgemeinheit als unrichtig. Die meisten und wichtigsten Schwefellagerstätten der Welt sind auf andere, gleich zu besprechende Weise entstanden. Nur einige wenige Vorkommen verdanken dem Vulkanismus ihr Dasein. Für die Weltproduktion kommen von diesen wenigen nur die japanischen Schwefellagerstätten in Betracht, welche in alten Kraterseen oder am Gehänge alter oder noch tätiger Vulkane lagern.

Die Bildung des Schwefels bei den Solfataren vulkanischer Gebiete dachte man sich bisher durch den Verlauf einer Reaktion zwischen H_2S und SO_2 , wobei sich H_2O (Wasser) bildete und S frei wurde. Durch eingehende Untersuchungen von Brun hat sich jedoch eine andere Entstehung als wahrscheinlicher erwiesen.

Brun wies zunächst auf die Unmöglichkeit hin, daß H_2S und SO_2 aus einem Kanale gemeinsam austreten können. Würde die Reaktion in dem eben angedeuteten Sinne verlaufen, so müßten für die Gase H_2S und SO_2 zwei getrennte Zufuhrkanäle existieren, was in den meisten Fällen aber ausgeschlossen ist. Nach seinen eingehenden Beobachtungen am Pico de Teyde, sowie auf Java erscheint vielmehr der Schwefel als Schwefeldampf oder als submikroskopischer Staub in einem CO_2 -Strome. Trifft dieser Gasstrom Wasser unter 100°, so kondensieren sich die Schwefeldämpfe zu Schwefelmilch. Ist wenig Wasser vorhanden, so kristallisiert der Schwefel der Gase bei einer Temperatur von 100 bis

110° an den Wänden der Solfatarenöffnung aus, wo er sich in kompakten Massen festsetzt und die Enge graduell vermehrt. Bei noch höherer Temperatur (192—270°) schmilzt der Schwefel, fließt dann über die Gesteine und entzündet sich. Durch derartige Prozesse ist auch die Entstehung der meisten japanischen Vorkommen zu erklären. —

Die wichtigsten der abbauwürdigen Schwefellagerstätten der Erde besitzen indessen keine Beziehungen zum Vulkanismus. Sie sind vielmehr typische sedimentäre Lagerstätten. Gemeinsam sind allen diesen sedimentären Typen gewisse Erscheinungen, wie die stetige Begleitung von Gips, Ton, Kalkstein oder Mergel und von bituminösen Substanzen. Fast allen ist zudem gemeinsam eine Ablagerung der sie begleitenden Gesteine in seichtem Wasser. Wohl mehr als ein Zufall dagegen muß das vorwiegend miocäne (obermiocäne) Alter vieler dieser Vorkommen gelten. (Miocän: Sizilien¹⁾, Romagna¹⁾ und Marken¹⁾, Calabrien¹⁾, Radoboj in Kroatien, Swoszowice in Galizien, Kokoschütz in Oberschlesien, Sulphur in Louisiana u. a.) —

Über die Bildung des Schwefels aller nicht vulkanischen Lagerstätten läßt sich sagen, daß er meist durch Oxydation von Schwefelwasserstoff entstand, nach der Formel



Der zur Bildung dieses Schwefels nötige Schwefelwasserstoff kann wieder zurückgeführt werden auf Zersetzung und Fäulnis organischer Materie, oder auf Reduktion anorganischer Sulfate (meist Gips) mittels organischer Substanzen. Zeitlich können sich diese letzteren Reduktionsprozesse an anorganischem Materiale abspielen während der Ablagerung der den Schwefel begleitenden Sedimente, d. h. durch Einwirken der reduzierenden Substanzen auf das frisch gefällte oder noch in Lösung befindliche Sulfat — oder die Reduktion erfolgt lange nach Ablagerung des Sulfates, zu einer Zeit, als dieses bereits in einem festen Zustande vorlag.

Von dieser verschiedenen Entstehung des zur Bildung der Schwefellagerstätten nötigen Schwefelwasserstoffes ist in gewisser Beziehung auch die Gestalt der Schwefellagerstätten abhängig. Schwefelwasserstoff, der sich in einem Wasserbecken bildet, wird sedimentäre Schwefellagerstätten schaffen, wenn er überhaupt zur Entstehung von Schwefelablagerung Veranlassung gibt. Schwefelwasserstoff, welcher aber durch Reduktion älterer Sulfatgesteine entsteht, führt zur Bildung epigenetischer Schwefelvorkommen, welche meist die Form von Gängen besitzen. Nur,

¹⁾ Von E. Kayser, Formationskunde, II. Aufl. 1903, 520, zum Unterpliozän (= Messinian) gerechnet.

wenn letztere Gase in ein Wasserbecken eintreten, können sie auch hier sedimentäre Schwefellager bilden.

Abbauwürdige Schwefelgänge sind selten. Aus Mexico beschreibt E. Böse Schwefelgänge, die bei Conejos in kretaceischem Kalkstein auftreten. Dieselben bestehen in der Mitte aus reinem Schwefel. Nach beiden Seiten hin wird der Schwefel durch Kieselsäure verunreinigt und weiter weg durch Gips verdrängt, der seinerseits in Kalkstein übergeht. Die Kieselsäure im randlich gelagerten Schwefel dieser Gänge wird als Relikt des verdrängten kieselsäurehaltigen Kalksteins gedeutet. Die Entstehung des Schwefels führt Böse auf die Tätigkeit schwefelwasserstoffhaltiger Quellen zurück. Diese oxydierten in den oberen Teufen ihren mitgeführten Schwefelwasserstoff zu Schwefel und Wasser; bei genügender Sauerstoffzufuhr entstand durch unbeschränkte Oxydation aber auch SO_2 , welches in der ersten Zeit der Gangfüllung die Bildung von Gips aus Kalkstein veranlaßte.

Auch im Kaukasus, südlich Grossny, sind bei Gik-Salgan Schwefelgänge in Kalkstein bekannt, die ebenfalls auf die Tätigkeit früherer Schwefelquellen zurückzuführen sind. Noch heute treten zahlreiche Schwefelquellen in dieser Gegend zutage. Über die Herkunft des Schwefelgehaltes aller dieser Quellen weiß man nichts Bestimmtes. —

Die meisten der anderen abbauwürdigen Schwefellagerstätten, wie in Italien, Galizien, Louisiana, Oberschlesien usw., haben sich dagegen gleichzeitig mit dem sie begleitenden Nebengestein in Flachseen abgesetzt. Sie sind also sedimentärer Entstehung. Der einzige Beweis hierfür ist die Lagerung des Schwefels.

Bei allen schichtigen Schwefelvorkommen findet man die Schwefelablagerungen stets auf gewisse Schichten der Gesteinsserie beschränkt und nicht in Form unregelmäßiger Stöcke oder Nester in vielen verschiedenen Niveaus. In Sizilien, den zurzeit am besten aufgeschlossenen Schwefellagerstätten, sind im Hangenden und im Liegenden der schwefelführenden Schichten gewaltige Gipsmassen vorhanden, welche keine Spur von Schwefel führen. Im Hangenden dieser Gipse findet man sehr poröse Kalksteine, die ebenfalls keinen Schwefel führen. Eine epigenetische Erklärung der sizilianischen Schwefellagerstätten müßte daher für diese negativen Beobachtungen eine befriedigende Erklärung geben, was aber bisher noch nicht geschehen ist. Zudem ist zu bedenken, daß zwischen den einzelnen Schwefelschichten auf Sizilien wasserundurchlässige Mergel liegen, welche eine Zirkulation wäßriger Schwefellösungen sehr erschweren oder sogar ausschließen.

Die Lagerung des Schwefels im kleinen spricht auf Sizilien ebenfalls durchaus für sedimentäre Entstehung. Der Schwefel ist seinem Nebengestein, dem Mergel oder dem Kalkstein, entweder fein eingesprengt — oder in Form größerer Knollen und unregelmäßiger Putzen eingelagert — oder in dünnen, etwa fingerdicken Schichten zwischengelagert.

Diese letzte Struktur, welche in Sizilien den Namen „soriata“ erhalten hat, ist für eine sedimentäre Entstehung besonders beweisend. Wir finden sie außer in Sizilien auch in der Romagna und in Swoszowice in Galizien. Der vom k. k. Ackerbauministerium herausgegebene Atlas dieser letzteren Lagerstätte weist mehrere Bilder dieser gebänderten Vorkommen auf. (Siehe Fig. 45 und 57.)

Auf Sizilien konnten wir diese Struktur in der Grube Gessolungo-Trigona genauer studieren. Es sind hier zwei Schwefelflöze bekannt, ein unteres von ca. 3 m und ein oberes von ca. 4 m Mächtigkeit. Beide Flöze sind durch ca. 70 cm Zwischenmittel getrennt. Das Einfallen der Schichten beträgt 16°.

Die Flöze bestehen aus einander parallelen, regelmäßigen Ablagerungen reinen gediegenen Schwefels von etwa Fingerdicke mit doppelt oder mehr so breiten Zwischenlagen eines mergeligen Kalksteins. Sie sind in der betreffenden Grube auf etwa 200 m Länge aufgeschlossen und gewähren einen der schönsten Anblicke, die ein Grubenaufschluß überhaupt bieten kann.

Die parallelen Schwefelbänder dieser Vorkommen bestehen meist aus dichtem Schwefel. Mitunter zeigen sie an ihrem oberen Ende auch eine hohle Schichtfuge, in welche von der Decke herab Calcitkristalle hineinragen. Auf dem kompakten Schwefel haben sich in solchen Schichtfugen auch Schwefelkristalle angesiedelt. Diese Hohlräume, die im Liegenden von Schwefel, im Hangenden von einer Calcitlage begrenzt werden, sind mitsamt ihren Kristallen durch sekundäre Auflösungs- und Umsetzungsprozesse entstanden. Ebenso sind auch alle jene schönen Schwefel-, Gips- und Cölestinkristalle, welche die sizilianischen Gruben für die mineralogischen Sammlungen der ganzen Welt liefern, sekundäre Produkte, die sich auf Klüften oder Spalten neu gebildet haben.

Die typischen gebänderten Schwefelschichten zeigen nun in der Grube Gessolungo-Trigona zwei Erscheinungen, welche sich nur bei Annahme einer primären, sedimentären Ablagerung des Schwefels gut erklären lassen. Es sind dies typische Diagonalstruktur, oft mehrfach übereinander wiederholt, wie wir sie an Sandsteinen kennen, und zweitens eine Erosion des unteren Flözes vor Ablagerung des oberen.

Diese Erscheinungen sind für eine sedimentäre Entstehung des Schwefels geradezu beweisend. Eine Verdrängung dünner, dem mergeligen Kalkstein zwischengelagerter Gipsschichten ist in diesen Fällen absolut ausgeschlossen, zumal die mächtigen Gipse im Hangenden dieser Vorkommen keinen Schwefel aufweisen. —

Als schwierigste Frage bleibt zuletzt noch die Frage zu beantworten: durch welche chemischen Vorgänge ist der Absatz von gediegen Schwefel in einem seichten Wasserbecken zu erklären?

Im vorhergehenden war schon auseinandergesetzt, daß der Schwefel der schichtigen Schwefellagerstätten größtenteils wohl durch Oxydation von Schwefelwasserstoff entstanden ist. Diese Oxydation verläuft entweder anorganisch nach der schematischen Formel:



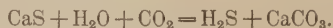
oder sie verläuft in derselben Weise unter Beihilfe niedriger Lebewesen, auf die im weiteren noch eingegangen sei.

Der zu diesen Reaktionen notwendige Schwefelwasserstoff vermag sowohl organischer Materie (durch Fäulnisprozesse) als auch anorganischen Schwefelverbindungen (durch Reduktionsprozesse) zu entstammen. Unter den anorganischen Schwefelverbindungen, die in Betracht kommen, ist vor allem Gips zu nennen, der ebenso wie die zu seiner Reduktion notwendige organische Substanz auf keiner der bekannten schichtigen Schwefellagerstätten fehlt.

Das erste Reduktionsprodukt dieser Sulfate, die man sich meist wohl noch als in Lösung befindlich vorstellen muß, ist das leicht lösliche Calciumsulfid (CaS). Es könnte diesen Reduktionsvorgang schematisch folgende Formel erläutern:



Das so gebildete Calciumsulfid zerfällt aber bei Gegenwart von etwas Kohlensäure sofort wieder:



Ein anderer Reduktionsprozeß wurde von Hoppe-Seyler¹⁾ im Jahre 1886 konstatiert. Danach wurden Sulfate durch Methan in statu nascendi reduziert. Das Methan entstand bei dem Versuche durch Zellulosegärung. Der Vorgang entspricht etwa folgender Formel:



Es können also jedenfalls in der Natur Sulfate zu Schwefelwasserstoff und durch dessen Oxydation schließlich zu Schwefel zersetzt werden.

¹⁾ Zeitschrift für physiolog. Chem. 1886. Bd. 10. S. 401.

Die bei diesen Prozessen notwendige organische Substanz liefert entweder die gleichzeitig lebende Tier- und Pflanzenwelt oder sie wird in Form von Gasen von unten her zugeführt. (Destillation bituminöser Sedimente, z. B. in Sizilien; Entgasung von Steinkohlenflözen, z. B. bei Kokoschütz in Oberschlesien.) —

Ochsenius¹⁾ denkt sich, im Gegensatz zu den meisten Forschern, als Ausgangsmaterial des Schwefels nicht Gips, sondern Magnesiumsulfat und Natriumsulfat. Ein Teil des Schwefels wäre alsdann gebildet durch Zersetzung dieser in eindunstenden Wasserbecken vorhandenen Bittersalze mittels Kohlensäure und Kohlenwasserstoffen, welche sich aus tierischen und pflanzlichen Organismen entwickelten. Die Zwischenstufe dieser Reaktion wäre nach ihm Schwefelleber (Natriumsulfid) und Schwefelwasserstoff. Eine ähnliche Reaktion soll in einer Flasche Bitterwasser erfolgen, in welcher Stroh und Heu aufbewahrt wird. Ein Teil des Schwefels dieser Bittersalze greift übrigens in Form von Schwefelsäure den begleitenden kohlensauren Kalk an und liefert Gips. Diese Ansichten von Ochsenius über das Ursprungsmaterial der abbauwürdigen Schwefellagerstätten haben bisher aber wenig Anhänger gefunden. —

Bei Bildung von Schwefelwasserstoff und bei Reduktion desselben zu Schwefel können auch gewisse niedere Lebewesen, vor allem sogenannte „Schwefelbakterien“ eine Rolle spielen. Auf diese sei zum Schluß näher eingegangen.

Die Entwicklung von Schwefelwasserstoff unter dem Einflusse von Bakterien ist eine weitverbreitete Naturerscheinung²⁾. So können zunächst durch Zersetzung der Eiweißkörper die gewöhnlichen Fäulnisbakterien und andere Mikroben Schwefelwasserstoff erzeugen. Andere Bakterien reduzieren Sulfate und liefern hierbei auch Schwefelwasserstoff. Bei entsprechenden künstlichen Versuchen unter Luftabschluß wurden Sulfate bei 25—30° C bereits nach 12—24 Stunden reduziert (Beijerinck). Den Vorgang dieser Reduktion erklärten sich Murray und Irvine³⁾ durch den Kohlenstoffgehalt des Protoplasmas der Mikroben etwa nach dem Schema⁴⁾:



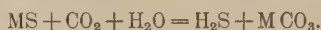
¹⁾ C. Ochsenius, Bedeutung des orographischen Elementes „Barre“ in Hinsicht auf Bildungen und Veränderungen von Lagerstätten und Gesteinen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893. S. 223 ff.

²⁾ Eine sehr gute Zusammenstellung von Dr. W. Omelianski in St. Petersburg findet sich in F. Lafar, Handbuch der technischen Mykologie. III. Bd. S. 214 ff. II. Aufl. Jena 1904—1906.

³⁾ Transact. of the R. Soc. of Edinburgh. 1893. Bd. 37. S. 496.

⁴⁾ M bedeutet ein zweiwertiges Metall. Statt dessen kann man Ca usw. setzen, wenn man Gips oder ein anderes bestimmtes Sulfat als Ausgangsmaterial hat.

Das so erhaltene Sulfid wird dann durch Kohlensäure zersetzt. Es entsteht dabei Schwefelwasserstoff:



Durch ähnliche Prozesse kann sich jedenfalls in natürlichen Wasserbecken in großer Menge Schwefelwasserstoff ansammeln. Einige Beispiele mögen derartige große Anhäufungen von Schwefelwasserstoff nennen. Im Grundwasser des Weissowo-Salzsees (Gouvernement Charkow, Rußland) fand Nadson in einem Liter folgende Mengen Schwefelwasserstoff:

In einer Tiefe von 16 m . .	5,91 ccm H ₂ S
„ „ „ „ 18,1 „ . .	88,31 „ „
„ „ „ „ 18,7 „ . .	184,96 „ „

Im Schwarzen Meere sind ferner nach einem Berichte von Lebedinzeff¹⁾ folgende Mengen Schwefelwasserstoff pro Liter enthalten:

In einer Tiefe von 213 m . .	0,33 ccm H ₂ S
„ „ „ „ 427 „ . .	2,22 „ „
„ „ „ „ 2026 „ . .	5,55 „ „
„ „ „ „ 2528 „ . .	6,55 „ „

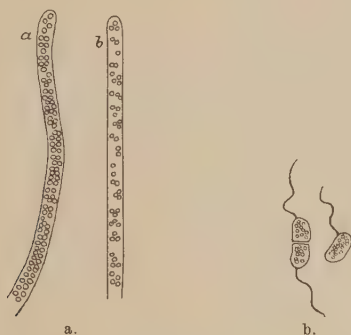
In der Tiefe enthält das Wasser des Schwarzen Meeres demnach ca. zwanzigmal soviel Schwefelwasserstoff als an der Oberfläche. Es ist dies eine Folge „der Verwesung der am Meeresgrunde abgelagerten organischen Substanz unter Mitwirkung anaerober Bakterien in Anwesenheit von schwefelsauren Salzen des Meerwassers“. Diese Anreicherung von Schwefelwasserstoff im Schwarzen Meere ist nach Andrussow nur dadurch zu erklären, daß ein vertikaler Kreislauf der verschiedenen Wasserschichten im Schwarzen Meere ganz fehlt. Eine lebende Tierwelt existiert daher in diesen tiefsten Schichten des Meeres auch nicht, da dieselbe stets an eine Wasserzirkulation und vor allem an einen gewissen Sauerstoffgehalt gebunden ist. —

Einer unbeschränkten Anhäufung des für die höheren Organismen recht giftigen Schwefelwasserstoffes wird nun aber glücklicherweise durch entgegengesetzte Prozesse, d. h. durch Oxydationsprozesse Einhalt getan. Eine solche Oxydation findet zunächst als rein chemischer Prozeß unter Einwirkung des Luftsauerstoffes statt. In Wasser gelöster Schwefelwasserstoff wird hierbei in Wasser und in ein feines Schwefelpulver zerlegt, welches dann weiter zu SO₂ oxydiert. In der Natur wird dieser Prozeß durch Beteiligung der „Schwefelbakterien“ energisch gefördert. Im Gegensatz zu den eben besprochenen schwefelwasserstoffbildenden und

¹⁾ Travaux de la Soc. des naturalistes à Odessa. 1891. Bd. 16. (Russisch.)

reduzierenden Bakterien haben diese eine kräftig oxydierende Wirkung. Von allen übrigen Bakterien unterscheiden sich die Schwefelbakterien vor allem durch ihre Eigentümlichkeit, Schwefeltröpfchen in ihrem Protoplasma aufzuspeichern, durch deren Oxydation sie die zum Leben nötige Energie erhalten¹⁾. (Fig. 62.)

So haben die Untersuchungen von Winogradsky²⁾ festgestellt, daß die Schwefelbakterien H_2S oxydieren und den daraus abgespaltenen



Figur 62.

Schwefelbakterien.

- a) *Beggiatoa alba* bei 900. Vergrößerung. (Nach Winogradsky.)
 b) *Chromatium Okeini* bei 600. Vergrößerung. (Nach Cohn.)

Schwefel in ihren Zellen in Form ölig-weicher Kügelchen ablagern. Dieser Schwefel geht dann erst nach dem Tode der Zellen in kristallinen Schwefel über. Der Menge nach macht der Schwefel in den Zellen dieser Bakterien mehr als 90 Prozent aus. Die Oxydation dieses Schwefels („Atmung“) liefert die Energiequelle, welche für die Erhaltung des Lebens der Bakterie nötig ist. Aufgenommene Karbonate, welche für die Existenz der Schwefelbakterien eine Notwendigkeit sind, neutralisieren dann sofort die bei der Oxydation entstehende Schwefelsäure und scheiden Sulfate ab. Es werden hierdurch also Karbonate in Sulfate übergeführt. Letztere

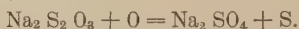
¹⁾ Vgl. auch Referate von Doss über Arbeiten von Jegunow, Sidorenko und Sokolow. Neues Jahrbuch für Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1900. S. 225.

²⁾ Botanische Zeit. Jahrgang 45. Nr. 31—37. 1887.

können alsdann durch organische Substanz (z. B. höhere Pflanzenreste) oder durch gewisse Stäbchenbakterien wieder unter H_2S -Bildung reduziert werden. Der Schwefelwasserstoff dient dann wieder den Schwefelbakterien zur Bildung von Schwefel (Kreislauf des Schwefels). Wird den Schwefelbakterien der Schwefelwasserstoff entzogen, so verbrennen sie ihren aufgespeicherten Schwefel innerhalb 1—2 Tagen und sterben ab. Diese Schwefelbakterien finden sich nicht nur in fast allen Schwefelquellen, sondern auch im Schlamm der meisten Gewässer, wo sich infolge Zersetzung organischer Eiweißstoffe oder infolge Reduktion von Sulfaten Schwefelwasserstoff entwickelt.

Das Leben der Schwefelbakterien erfordert die Anwesenheit zweier Gase (H_2S und O_2), welche sich infolge der eintretenden Oxydation von H_2S gegenseitig ausschließen. Es müssen sich daher die Bakterien in derjenigen Grenzschicht aufhalten, wo von oben her Sauerstoff und von unten her Schwefelwasserstoff vordringt. —

Eine etwas andere Gruppe von Bakterien sind die „Thionsäurebakterien“, welche keinen Schwefel in ihren Zellen ausscheiden, aber Thiosulfate zu Tetrathionsäure und Schwefelsäure oxydieren. In letzterem Falle wird Schwefel abgeschieden, z. B.:



Das Thiosulfat läßt sich hierbei auch durch Schwefelwasserstoff oder besser Schwefelcalcium ersetzen.¹⁾

Verwendung des Schwefels.

Da Schwefel schon bei geringer Temperatur brennt, so findet man ihn weit verbreitet als Zündungsmittel (Streichhölzer, Schießpulver, Feuerwerk).

Ferner dient Schwefel zur Herstellung verschiedener schwefligsaurer und schwefelsaurer Salze. Wolle, Seide, Badeschwämme und anderes wird mit Schwefel (SO_2) gebleicht. Weinfässer, Konserven und andere Gegenstände werden geschwefelt, damit sie sich länger halten. Bei Kaminbränden dient Schwefel (SO_2) als feuerlöschendes Mittel. Auch in der Medizin findet Schwefel oft Verwendung.

Einer der größten Abnehmer der Schwefelproduktion ist die Landwirtschaft, welche große Mengen Schwefel zum Bestäuben der Weinstöcke gebraucht, damit dieselben vor Traubenkrankheiten geschützt bleiben.

¹⁾ (Vgl. Beijerinck, Centralblatt für Bakt. 1904. Bd. 11. S. 563).

Herstellung des Rohschwefels.

Rohschwefel wird in der Hauptsache hergestellt aus Schwefelerde, dann aber auch aus Schwefelkies und Sodarückständen, seltener aus schwefliger Säure, Schwefelwasserstoff, Gips und anderen Materialien.¹⁾

Die Schwefelgewinnung aus Schwefelerde erfolgt entweder durch einfaches Ausschmelzen bei geringerer Temperatur oder durch Destillieren und Sublimieren bei höherer Temperatur. An einzelnen Orten (z. B. Swoszowice) ist auch Extraktion mittels Schwefelkohlenstoff erfolgreich angewandt.

Auf Sizilien schmilzt man stellenweise die reichsten Schwefelerze in Kesseln. Die Schmelztemperatur des Schwefels darf hierbei nur wenig überschritten werden, damit der Schwefel möglichst dünnflüssig bleibt und nicht brennt. Die gehaltlosen Gesteine fischt man mit Löffeln heraus. Dieses Verfahren wurde früher in Lercara an sehr reichen Erzen angewandt.

Eine andere, jetzt verlassene Methode ist das Anhäufen des Schwefelerzes in großen Haufen und das darauf folgende Entzünden derselben. Der sich am Boden hierbei ansammelnde Schwefel wird in Vertiefungen gesammelt. Das Ausbringen dieser Methode beträgt nur 33 Prozent. Zudem wird die Vegetation der Umgegend durch die gleichzeitig sich entwickelnden Schwefeldämpfe vollkommen zerstört.

Die jetzt in Sizilien übliche Methode ist das Ausschmelzen in Meilern, sogenannten „Calcaroni“. Die Dauer des Prozesses richtet sich hierbei nach der Beschaffenheit und der Menge des Schwefelerzes und nach den Witterungsverhältnissen. Bei dichtem Erz, größerer Kälte, Regen und schwachem Winde dauert das Ausschmelzen länger als bei den entsprechend umgekehrten Verhältnissen. So brennt ein Calcarone von 200 cbm Inhalt einen Monat, ein solcher von 700 cbm Inhalt zwei Monate.

In den letzten Jahren wurde der Calcarone immer mehr durch den Zellenofen verdrängt. Je 6 Zellen bilden hierbei ringförmig eine Batterie, von welchen jede 5—30 cbm Erz faßt. Die Gase treten von einer Zelle immer in die nächste. Die Vorteile dieses Verfahrens sind ein größeres Ausbringen (50 Prozent mehr als früher), geringere Rauchmenge und daher auch geringere Schädigung der umliegenden Vegetation und eine kürzere Dauer des ganzen Prozesses (3—4 Tage für jede Zelle).

¹⁾ Zusammengestellt hauptsächlich nach Muspratt, Encyklopädisches Handbuch der technischen Chemie. IV. Aufl. Braunschweig 1900. VII. Bd. S. 1012

Die Sublimation und Destillation des Schwefels in geschlossenen Gefäßen erfordert mehr Brennmaterial, verhindert aber das Austreten schwefliger Säure und ergibt ein größeres Schwefelausbringen. Die hierbei angewandten Apparate sind bald primitive Tonkrüge, bald Schwefeltreiböfen oder Kessel. In den letzten Jahren wird auch überhitzter Wasserdampf zum Schmelzen des Schwefels vielfach angewandt.

Über die Schwefelgewinnung aus Schwefelmetallen und anderen Substanzen siehe Muspratt lit. cit. S. 1025. Dieser so gewonnene Rohschwefel muß zur Herstellung von reinem Schwefel noch raffiniert werden. Es geschieht dies entweder durch bloßes Umschmelzen oder durch Verdampfen. In letzterem Falle kann man durch passende Abkühlung der Kondensationsräume den raffinierten Schwefel flüssig oder pulverförmig erhalten.

Phosphate.

Mineralogischer Überblick.

Die in der Natur vorkommenden Phosphate lassen sich alle von der dreibasischen Phosphorsäure H_3PO_4 ableiten.

Einige dieser Phosphate sind:

Name	Chemische Formel	P_2O_5 Prozent	Kristallsystem
1. Amblygonit . . .	F Al Li PO_4	47,37	triklin.
2. Apatit	$(\text{F, Cl}) \text{Ca}_5\text{P}_3\text{O}_{12}$	40,9—42,3	hexag. pyram. hem.
3. Herderit	$\text{F} \cdot \text{Ca Be PO}_4$	44,31	monoklin.
4. Kallait (= Türkis)	$\text{Al PO}_4 \cdot \text{Al O}_2\text{H}_3 + \text{H}_2\text{O}$ mit Beimischung von Kupfer- und Eisenverbindungen	33,55	dicht.
5. Lazulith	$(\text{H O Al})_2\text{Mg P}_2\text{O}_8$ mit Fe, das Magnesium ersetzend	43—45	monoklin.
6. Monazit	Ce PO_4 , enthält Lanthan und Thor.	28—29	monoklin.
7. Pyromorphit . . .	$\text{Ce Pb}_5\text{P}_3\text{O}_{12}$	15,73	hexag. pyram. hem.
8. Triphylin	Li Fe PO_4	40,72	rhombisch
9. Triplit	F Mn Fe PO_4	32—34	monoklin.
10. Triploidit	$\text{H O Mn}_2\text{PO}_4$	32,11	monoklin.
11. Vivianit	$\text{Fe}_3\text{P}_2\text{O}_8 + 8\text{H}_2\text{O}$	28,3	monoklin.
12. Wagnerit	$\text{F Mg}_2\text{PO}_4$	43,81	monoklin.
13. Xenotim	Y PO_4	38,53	tetragonal

Die meisten der Phosphatminerale, die über 1 Prozent Phosphorsäure enthalten, sind mit Angabe ihres Phosphorgehaltes von W. B. Phillips in einer Liste zusammengestellt. (141 Minerale) (Siehe Trans. Am. Inst. of Min. Eng. 1893. Vol. XXI. S. 188 ff.)

Volkswirtschaftlich haben von diesen Phosphaten nur drei Gruppen Bedeutung. Zunächst die Apatite und Kalkphosphate. Dieselben werden vor allem wegen ihres Phosphorsäuregehaltes als Düngemittel und zur Herstellung von Phosphor und dessen Verbindungen gebraucht. Zu letzteren Zwecken verwendet man auch Aluminiumphosphate. Sodann hat Monazit Bedeutung. Derselbe findet als Träger der seltenen Erden in der Leuchtindustrie Verwendung. Schließlich auch Türkis und Lazulith. Dieselben dienen als Schmucksteine.

Im folgenden seien nur die mineralogischen Eigenschaften derjenigen Minerale, die ihres Phosphorsäuregehaltes wegen abgebaut werden, kurz besprochen.

Das wichtigste dieser Minerale ist der Apatit. Er kristallisiert hexagonal-pyramidal-hemiëdrisch. Seine Spaltbarkeit ist undeutlich, seine Kristallflächen sind glasglänzend, seine krummen Bruchflächen fettglänzend. Er ist farblos oder gelb, grün, blau, violett, rot oder braun gefärbt. Seine Lichtbrechung ist hoch, seine negative Doppelbrechung schwach. Zweiaxigkeit ist im Dünnschliff öfter beobachtet.

Nach der chemischen Zusammensetzung kann man Chlor- und Fluorapatite unterscheiden. Der reine Fluorapatit $\text{F Ca}_5 \text{P}_3 \text{O}_{12}$ enthält 55,5 Kalk, 42,3 Phosphorsäure-Anhydrit und 3,8 Fluor, der reine Chlorapatit $\text{Cl Ca}_5 \text{P}_3 \text{O}_{12}$ enthält 53,8 Kalk, 40,9 Phosphorsäure-Anhydrit und 6,8 Chlor. Mischungen zwischen beiden Varietäten kommen oft vor. Ebenso sind Mg, Fe, Mn und andere Substanzen in kleinen Mengen dem reinen Apatit oft beigemengt. Durch Verwitterung wird der Apatit erdig und trübe. Er nimmt dann Wasser und Kohlensäure auf. Die so entstandenen Varietäten wurden in der Literatur als Hydroapatit, Pseudoapatit, Talkapatit, Eupyrcroit usw. beschrieben.

In winzigen Kristallen findet man Apatit in sehr vielen Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern. In den Sedimenten ist er, meist auf sekundärer Lagerstätte, seltener. Einzelne Erzgänge, z. B. Zinnerzgänge, führen ihn als ständigen Begleiter. Bekannt ist sein Vorkommen in vielen Eisenerzlagerstätten. In größeren Mengen tritt er gangförmig in Canada und Norwegen auf.

Als Phosphorit bezeichnete Werner strahlige Apatite mit nierenförmiger Oberfläche. Heute gebraucht man diesen Ausdruck häufig für

alle größeren Ablagerungen von Kalkphosphat. Dieselben haben meist eine erdige Beschaffenheit. Erdige Kluftausfüllungen im Basalt und Dolerit nennt man Osteolith, gewisse traubige und nierenförmige Überzüge von Calciumphosphat aus der Lahngegend mit bis 9 Prozent Calciumkarbonat und einer Spur Jod bezeichnete Stein als Staffelit, ähnliche Vorkommen aus Bamle in Norwegen heißen Dahllit.

Während die reineren, dichten Vorkommen von Calciumphosphat meist als Phosphorit bezeichnet werden, ist dies bei den unreinen, erdigen Vorkommen nicht mehr allgemein üblich. Dieselben heißen meist kurz Phosphate. Daneben existiert im Handel für gewisse, meist langgestreckte konkretionäre Phosphate noch immer der Ausdruck Koprolith, der aber aus wissenschaftlichen Gründen entschieden zu verwerfen ist, da derartige Phosphate in der Regel keine Spur eigentlicher Koprolithen (= fossile Exkreme von Tieren) zu enthalten pflegen.

Die Phosphate enthalten als wichtigsten Bestandteil Tricalciumphosphat, dem sich mitunter auch noch andere Phosphate anschließen. Diese Phosphate sind meist nicht in kristallinem, sondern in amorphem Zustande vorhanden. Das chemisch reine Tricalciumphosphat: $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ enthält 45,81 Prozent P_2O_5 .

Außer diesem Tricalciumphosphat sind in den Rohphosphaten auch noch zahlreiche fremde Beimengungen und Verunreinigungen enthalten.

Unter diesen ist zu nennen:

1. Calciumkarbonat.

2. Fluorecalcium, in wechselnden Mengen, meist aber weniger als im Apatit. Nach Carnot¹⁾ wurde das Fluor erst sekundär von dem phosphorsauren Kalk angezogen.

3. Chlorealcium.

4. Jodealcium in $\frac{1}{100}$ Prozent im Lahnphosphorit, Floridaphosphat, Lotphosphat, Estremaduraphosphat, Curaçaophosphat, Sombrierophosphat, Arubaphosphat, Amberger Phosphat, im Phosphorit von Brilon und im Osteolith des Basaltes vom Königsberge i. d. Rhön.

5. Eisen, in verschiedenen Verbindungen, meist als FePO_4 , seltener als freies Oxyd (Sommephosphat, podolischer Phosphorit usw.) oder als Kies: Fe_2SiO_5 . Auch kieselsaures Eisen ist nachgewiesen. Manche Phosphate sind eisenoxydulhaltig.

¹⁾ A. Carnot, Sur les Variations observées dans la Composition des Apatites, des Phosphorites et des Phosphates sédimentaires. Annales des mines t. X. S. 137 ff. Paris 1896.

6. Tonerde findet sich als AlPO_4 und als $\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_3$. Sombrophosphat enthält Tonerde bis zu 9 Prozent im freien Zustande. Es ist bauxithaltig.

7. Silikate kommen (z. B. in belgischen Phosphaten) vor.

8. Kieselsäure ist als Quarz verbreitet.

9. Sonstige anorganische Verunreinigungen, wie Titan, Zirkon, Chromoxyd, Tonerde und Manganoxyd sind selten.

10. Organische Substanzen sind als Reste tierischer oder pflanzlicher Lebewesen mehr oder weniger verbreitet. Sie verleihen den Phosphaten eine dunklere Färbung, die aber beim Liegen an der Luft durch langsame Oxydation später verschwindet.

Die spezifischen Gewichte der Phosphate schwanken zwischen 2,2 und 3,2; ihre Härte zwischen 6 (= Sombrophosphat) und 2 (Apatit = 5).

Der qualitative Nachweis der Phosphorsäure dieser Mineralien ist schnell durch die bekannten chemischen Reaktionen zu erbringen, wie durch einen gelben Niederschlag beim Einwirken von überschüssiger Ammoniummolybdatlösung auf mit Salpetersäure versetzte Orthophosphorsäure (oder deren Salze), oder wie durch einen gelben Niederschlag beim Einwirken von Silbernitrat auf neutrale Phosphatlösung usw. Es sei hier auch an die Versuche Forchhammers (1853) erinnert, welcher durch Schmelzen der verschiedenen Gesteine und Erden mit Kochsalz den ganzen Phosphorgehalt in das Kochsalz hineinzog, wo er beim Erkalten in der Form des Apatites dann auskristallisierte.

Als Guano bezeichnet man organische Ablagerungen, die neben Calciumphosphat (Knochen!), auch Magnesium- und Ammoniumphosphat, sowie sonstige organische Verbindungen enthalten.

Der Guano ist vor allem eine erdige bis dichte Ablagerung tierischer Exkremente, besonders von Vögeln. Seine Farbe ist grauweiß, gelb oder braun. Übergänge zwischen Phosphaten und Guano sind zahlreich bekannt (z. B. Westindien, Südsee). Diese Übergänge könnten passend als Phosphatguano und Guanophosphat¹⁾ bezeichnet werden.

Seines Phosphorsäuregehaltes wegen wird schließlich auch noch Wavellit abgebaut. Derselbe kristallisiert rhombisch, ist meist farblos, radialfaserig und hat die chemische Zusammensetzung: $(\text{H O Al})_3 \text{P}_2 \text{O}_8 + 5 \text{H}_2 \text{O}$. Seine Härte ist 3,5—4, sein spezifisches Gewicht 2,3—2,5. Durch Säuren wird er aufgelöst.

¹⁾ Penrose nennt derartige Vorkommen teilweise: Leached Guano (= ausgelaugter Guano, der durch Regen oder Meereswasser seiner leicht löslichen Teile beraubt ist).

Allgemein-geologischer Überblick über Phosphat-lagerstätten.

Die Gestalt der Phosphatlagerstätten.

Die Gestalt der Phosphatlagerstätten ist bei allen Vorkommen nicht die gleiche.

Am verbreitetsten ist die Form phosphathaltiger Sedimente, wie bei den Vorkommen von Tunis und Algier, von Tennessee und von anderen Orten. Die räumliche Ausdehnung dieser Lager ist meist sehr groß. Einen mehr beschränkten Umfang besitzen die sedimentären Vorkommen Nordfrankreichs (Orville, Beauval), die sich einst in mehreren abgeschnürten Lagunen von 100—3000 m Durchmesser gebildet haben.

Durch Metasomatose von Kalkstein entstehen oft nesterartige Vorkommen, wie in der Lahn- und Dillgegend.

Gangförmige Lagerstätten sind in Norwegen und Kanada (Apatitgänge), sowie an einigen Orten Frankreichs (Phosphorite von Lot) und Spaniens (Estremadura) bekannt.

Sekundäre Teufenunterschiede bei Phosphatlagerstätten.

In Florida hat man bisweilen festgestellt, daß das Phosphat direkt unter dem Grundwasserspiegel (Zementationszone) phosphatreicher ist als oberhalb desselben.

Ferner hat man in Tennessee, Arkansas und an anderen Orten gesehen, daß verwittrte Phosphatknollen reicher an Phosphorsäure sind als unverittrte. Es beruht dies darauf, daß durch Verwitterung etwa beigemengtes Calciumkarbonat verloren geht, wodurch der Durchschnittsgehalt an Phosphorsäure zunimmt.

Durch Bitumen oder organische Substanz dunkel gefärbte Phosphate werden im Ausgehenden durch Oxydation (Entweichen von CO_2 und H_2O) in ihrer Farbe heller. Ausnahmsweise werden in Arkansas graugefärbte Phosphate durch beginnende Verwitterung dunkler, indem die leichter löslichen hellen Bestandteile, vor allem Calcit, zuerst entfernt werden.

Da die meisten Phosphate oberhalb des Grundwassers vorkommen und nicht unter diesen hinabreichen, so sind sekundäre Umsetzungen zwar häufig, ein Unterschied im Charakter der Lagerstätte nach seiner Tiefe hin ist aber meist nicht vorhanden.

Das Nebengestein der Phosphatlagerstätten.

Die wichtigsten Nebengesteine der Apatitlagerstätten sind Gesteine der Gabbrofamilie, mit welchen die meisten Apatitgänge genetisch verknüpft sind. Außerdem treten als Nebengesteine der Apatitlagerstätten kristalline Schiefer und Eruptivgesteine auf.

Die übrigen Phosphatlagerstätten sind fast ausnahmslos an Sedimentgesteine gebunden. Diese Sedimente können Tonschiefer, Kalksteine oder Sandsteine sein. Das wichtigste Sediment ist der Kalkstein. In ihm treten primäre und sekundäre Phosphatlagerstätten auf; so als primär-sedimentäre Gebilde die wichtigsten Vorkommen Frankreichs, Belgiens und Maltas; als sekundäre Gebilde der Hard Rock Phosphat Floridas, die Vorkommen Westindiens, der Südsee und der Lahngegend.

Über den Phosphorsäuregehalt der Phosphatlagerstätten.

Der Phosphorsäuregehalt der einzelnen Phosphatlagerstätten ist verschieden.

Als die phosphatreichsten Vorkommen müssen die Südseephosphate bezeichnet werden. Dieselben enthalten mehr als 80 Prozent Tricalciumphosphat, im Durchschnitt 83 Prozent, dabei sehr wenig Tonerde und Eisen, sowie wenig oder gar kein wertloses Nebenmaterial.

Der „Hard-Rock-Phosphate“ Floridas enthält durchschnittlich auch noch 80 Prozent Tricalciumphosphat. Seine Gewinnung ist jedoch schon schwieriger als wie in der Südsee. Zudem findet sich Ton und Sand mit der Phosphatbreccie oft vermengt.

Die Phosphate Westindiens sind sehr hochprozentig und wertvoll. Curaçao enthält im Durchschnitt 80 Prozent, Aruba 75—80 Prozent, Sombrero 75 Prozent Tricalciumphosphat.

Einzelne Phosphate Nordfrankreichs (Beauval und Orville) enthalten bis 78 Prozent, andere Phosphate Frankreichs bedeutend weniger.

Die wichtigen schwarzen Phosphatschichten Tennessees führen im Durchschnitt 70 Prozent Tricalciumphosphat.

Tunis und Algier hat gegen 61 Prozent (Gafsa 60—63 Prozent, Kouif. 58—65 Prozent).

Die podolischen Phosphatknollen besitzen im Durchschnitt 70 Prozent, die Knollen Maltas nur 40 Prozent Tricalciumphosphat.

Phosphatstrukturen.

Auf die Strukturverhältnisse der Apatitvorkommen ist in der speziellen Beschreibung ausführlich eingegangen. Hier seien nur kurz die Strukturen der organischen Phosphate besprochen.

I. Phosphatknollen.

Phosphatknollen liegen auf primärer oder sekundärer Lagerstätte in Tonschiefern, Sandsteinen, Kalksteinen oder innerhalb loser Ablagerungen. Ihre Gestalt ist sehr wechselnd. Sie sind abgeplattet, kugelförmig oder langgestreckt, dabei zackig oder glatt, groß oder klein. Ihre Entstehung ist durch primäre oder sekundäre Konzentration fein verteilter Phosphorsäure zu erklären. Fossilien oder anorganische Substanzen (wie Kalksteingerölle) haben hierbei Phosphorsäure randlich angezogen. Eine randliche Anreicherung der Phosphorsäure ist bei Phosphatknollen daher oft festzustellen. So gibt es Knollen, die randlich aus Phosphat und in ihrem Innern aus Kalkstein bestehen. Die Rinde dieser Knollen hat dann oft einen dunklen, glänzenden Firnis, das Innere einen matten erdigen Bruch. In Tunis haben auch die Knochen randlich Phosphorsäure angezogen und besitzen außen einen höheren Phosphatgehalt als in der Mitte. Knollen primärer Phosphatlagerstätten zeigen dagegen auch oft eine sekundäre Anreicherung an ihrem Außenrande, deren Entstehung auf Verwitterung beruht, vor allem auf ein Entweichen des leichter löslichen Calcites aus der Rinde der Knollen und auf eine dadurch verursachte relative Anreicherung der Phosphorsäure.

In den weißen Tonen von Mount Holly Springs in Pennsylvanien werden zum Zwecke der Phosphorerzeugung in einem weißen Tone Wavellitknollen abgebaut. Dieselben haben im Innern eine radialstrahlige Struktur.

II. Sedimentäre Phosphatschichten.

Die Struktur sedimentärer Phosphatschichten ist die normaler Sedimente. Die Phosphorsäure findet sich in diesen Sedimenten in Form organischer Reste, wie Knochen, Zähne oder Koprolithen oder sie ist den Sedimenten fein verteilt als Tricalciumphosphat beigemengt. Es sind auch sedimentäre Phosphate bekannt, die durch mechanische Zertrümmerung und Wiederverkittung früherer Phosphatlagerstätten entstanden sind. Diese Phosphate zeigen in ihren Bruchstücken oft noch die Struktur ihres Mutterlagers. Auch diese verkitteten Trümmerlagerstätten können ihrerseits wieder zerstört und von neuem verkittet werden. Der Habitus dieser Trümmersedimente ist oft konglomeratartig.

III. Chemisch umgelagerte Phosphate verschiedener Form.

Die chemische Umlagerung der Phosphate erfolgt durch Auflösung phosphorhaltiger Substanzen und durch darauf folgenden Wiederabsatz der Phosphorsäure in Form von Phosphäten. Letzteres kann auf zweierlei Wege geschehen. Erstens durch metasomatische Verdrängung von Kalkstein, wobei dichte, kalksteinähnliche Phosphate entstehen. Zweitens aber auch durch direkten Absatz aus phosphathaltigen Lösungen, was zur Bildung traubiger, gebänderter und kalksinterähnlicher Massen führt. Beides findet sich oft vereint zusammen.

Durch direkten Absatz aus phosphathaltigen Lösungen entstehen bisweilen lagenförmige, stalaktitische oder glaskopffähnliche Formen mit muschelartigem Bruche. Dieselben sind häufig durchscheinend. Bisweilen zeigen sie auch Schwundrisse, Wabenstruktur mit großen Hohlräumen (z. B. Curaçao) und andere Eigenschaften, die man im Mineralreiche vor allem bei Gelen antrifft. Schon in älterer Literatur wird auf diese wachsähnlichen Bildungen, die dem Halbopal gleichen, hingewiesen. Stelzner spricht sogar die Vermutung aus, daß diese Phosphate durch Erhärten gelatinöser Massen entstanden seien. Sie absorbieren wie andere kolloide Mineralien auch zahlreiche fremde Körper, so nach Untersuchungen von Carnot z. B. Fluor, nach Untersuchungen anderer Forscher Jod, ferner auch Chrom (daher grüne Färbung einiger Vorkommen) und anderes. Sie sind öfter auch vereint mit anderen Gelen, wie mit kolloidalem Eisenphosphat und Tonerdephosphat. An einzelnen Orten (z. B. Los Roques, Redonda und Alta Vela in Westindien) können letztere sogar vollkommen vorherrschen. Der Sombrophosphat enthält bis 9 Prozent Tonerde-Gel im freien Zustande. Er ist also bauxithaltig.

Eine andere interessante Struktur chemisch umgesetzten Phosphates ist die Oolithstruktur, wie wir sie in Westindien und in der Südsee oft antreffen. Sie entstand dadurch, daß sich in einer in Bewegung befindlichen Lösung Phosphate um einen kleinen festen Mittelpunkt herum absetzten. Diese Oolithe werden heute in losen Massen oder auch verkittet auf manchen Südseeinseln gewonnen.

Schließlich muß als Absatz phosphathaltiger Lösungen auch noch der tuffartige Absatz phosphathaltiger Quellen in Tennessee erwähnt werden (White Breccia Phosphate partim), dessen poröse Massen Travertin gleichen.

IV. Phosphatbreccien.

Scheinbare Phosphatbreccien kennen wir von einigen westindischen Phosphatvorkommen (z. B. Curaçao), wo metasomatisch in Phosphat um-

gewandelter Korallenkalk durch etwas verschiedene Färbung eine Maschenstruktur zeigt und damit eine Breccie vortäuscht.

Richtige Phosphatbreccien können entstehen durch Metasomatose einer vorher vorhandenen Kalksteinbreccie oder durch Zertrümmerung und Wiederverkittung einer Phosphatschicht.

Das großartigste Beispiel einer Phosphatbreccie ist der Hard-Rock-Phosphat von Florida. Durch Unterspülung und Auflösung der liegenden Gesteine stürzten diese harten tertiären Phosphate zusammen und bildeten eine riesige Breccie, die heute abgebaut wird.

Die Einteilung der Phosphatlagerstätten.

Rein wissenschaftlich lassen sich die Phosphatlagerstätten nach stratigraphischen, petrographischen oder rein genetischen Gesichtspunkten einteilen. Der genetischen Einteilung dürfte bei einer rein wissenschaftlichen Klassifikation der Vorzug gebühren.

Eine stratigraphische Einteilung würde die Phosphate nach ihrem geologischen Alter ordnen. Eine derartige Gruppierung findet sich öfter in der geologischen und auch agrikulturchemischen Literatur durchgeführt. Statt des Alters der Phosphate wird hierbei meist das Alter des Nebengesteins der Phosphate angegeben. Dasselbe ist dann aber bei den häufig vorkommenden metasomatischen Phosphatlagerstätten fast stets zu alt angenommen. So finden sich die Phosphate der Lahn- und Dillgegend in mitteldevonischem Stringocephalenkalke. Ihrem Alter nach dürften sie aber nicht als mitteldevonisch, sondern nur als post-mitteldevonisch bezeichnet werden. Nach einer derartigen chronologischen Einteilung müßten wir unterscheiden:

1. Archaeische Phosphate, wie die Apatite Canadas und Norwegens.
2. Palaeozoische Phosphate, wie die silurischen, meist allerdings unabbauwürdige Phosphate in vielen Tonschiefern (z. B. Podolien, Vogtland), wie die untersilurischen Phosphate in Arkansas und wie die devonischen Phosphate in Tennessee.
3. Mesozoische Phosphate, wie die cretaceischen Phosphate in Frankreich, Belgien usw.
4. Känozoische Phosphate, wie die tertiären Phosphate in Algier-Tunis und in Florida, oder die recenten Phosphate in Westindien und in der Südsee.

Eine rein petrographische Einteilung stellt z. B. Penrose auf. Dieselbe ist folgende:

I. Mineralphosphate mit bestimmter chemischer Zusammensetzung:

Apatite.

1. Fluorapatite.

2. Chlorapatite.

II. Gesteinsphosphate ohne bestimmte chemische Zusammensetzung:

a) Amorphe Phosphatknollen.

1. In losen Massen.

2. Verkittet.

b) Phosphathaltiger Kalkstein.

c) Guano.

1. Mit löslichen Substanzen.

2. Ausgelaugt.

d) Knochenbreccie (Bone bed).

Eine genetische Einteilung der Phosphatlagerstätten müßte vor allem auf den Ursprung der Phosphorsäure zurückgreifen. Es würde sich hierdurch von selbst zunächst eine Zweiteilung ergeben, eine solche in Phosphate organischer und anorganischer Entstehung. Eine derartige Einteilung könnte etwa in folgender Weise durchgeführt werden:

I. Phosphate anorganischer Entstehung:

a) Apatitlagerstätten.

1. Imprägnationen eruptiver Gesteine (z. B. Cabo de Gata).

2. Gangbildungen (Norwegen, Canada).

b) Anorganische Phosphoritlagerstätten als Gänge und als metasomatische Lagerstätten in Kalkstein (Estremadura, Lot, Lahn).

II. Phosphate organischer Entstehung.

a) Sedimentäre Phosphatlagerstätten.

1. Landablagerungen: Guano, Knochenbreccie.

2. Wasserablagerungen (z. B. Tunis).

b) Metasomatische Lagerstätten, entstanden durch chemische Umlagerung sedimentärer Phosphate.

1. Entstanden durch Auslaugung von Guano (z. B. Südsee).

2. Entstanden durch chemische Auslaugung ursprünglich marin sedimentärer Schichten (z. B. die weißen Phosphate Tennessees).

c) Lagerstätten, entstanden durch mechanische Umlagerung sedimentärer Phosphate (Beispiel: Die „Pebble“-Phosphate Floridas).

Bei der Einordnung der verschiedenen Phosphatvorkommen in diese Tabelle ist stets nur das Bild der Lagerstätte im ganzen zu betrachten,

da Umsetzungen und Umlagerungen im kleinen an jedem Orte beobachtet werden.

Von rein praktischem Standpunkte aus sind alle diese wissenschaftlichen Einteilungen zu verwerfen. In praktischer Beziehung hat nur eine geographische oder eine die Qualität berücksichtigende Einteilung Berechtigung.

Beschreibung einzelner Lagerstätten.

I. Die Apatitlagerstätten.

Die Apatitvorkommen Norwegens.

Obwohl die wirtschaftliche Bedeutung der Apatitgänge Norwegens¹⁾ heute keine sehr große mehr ist, verdienen sie doch ihres wissenschaftlichen Interesses wegen eine etwas eingehendere Behandlung.

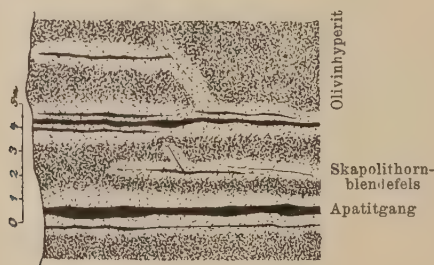
Die norwegischen Apatitgänge finden sich im südlichen Teile Norwegens. Sie treten hier zu Hunderten in der Nähe großer Gabbromassive auf. Ihr hauptsächliches Verbreitungsgebiet ist ein etwa 110 km langes und 25 km breites Küstengebiet zwischen Langesund und Lillesand, besonders die Gegend von Oedegaarden bei Bamle und die von Kragerö. Von weiteren Fundorten dieser oder benachbarter Gebiete seien genannt: Oedegaardskjern, Fogne (Kreis Gjerrestad), Hiäsen (Kreis Gjerrestad), Regårdsheien und Ravneberg (Kreis Søndelöv), Lofthus (Kreis Snarum), Valeberg (bei Kragerö), Havredal (Kreis Bamle), Svinland, Valasen (in der Nähe von Melby), Rølandsåsen, Oestre und Vestre Kjørrestad, Valle, Froste, Björdammen, Hougen, Bagerovneie (die letzteren Orte alle Kreis Bamle),

¹⁾ Helland, Apatit, förekommande i rene Stokke og Gange i Bamle i Norge. Geol. Förr. Förrh. Bd. 2. 1874. S. 148. — W. C. Brögger und H. H. Reusch, Vorkommen des Apatit in Norwegen. Zeitschr. d. D. g. G. XXVII. 1875. 646—702. Mit Tafeln. — Brögger und Reusch, Norske Apatitforekomster. Nyt Magazin for Nat. Vidensk. Bd. 25. 1880. — Hj. Sjögren, Om de norska apatitförekomsterna och om sannolikheten att anträffa apatit i Sverige. Geol. Förr. Förrh., VI. 1882—1883. 447—498. — J. H. L. Vogt, Et par bemærkninger om de norske apatit-forekomster. Geol. Förr. Förrh. VI. 1882—1883. 783—798. — A. Lacroix, Bull. de la soc. franç. de min. Bd. 12. 1889. S. 181—258. — J. H. L. Vogt, Beiträge zur genetischen Classification der durch magmatische Differentiationsprocesse und der durch Pneumatolyse entstehenden Erzvorkommen. 2. Die Apatit-Gang-Gruppe. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895. S. 367—370, 444—459, 465—480. — X. Stainier, Bibliographie générale des gisements de phosphates (2^e édition). Annales des mines de Belgique. 1902. S. 795. Enthält 38 Literaturangaben über die Phosphate Norwegens und Schwedens.

Oedefjeld (Kreis Sandökedal), Oesterholt (Kreis Gjerrestad), Skorstöl (Kreis Gjerrestad), Akeland und Nestesvåg (Kreis Söndelöv), Oxöiekollen (Kreis Snarum), Enden (Nordre Olafsby, Kreis Snarum), Hafsåsen bei Grimstad und andere.

Das Nebengestein aller norwegischen Apatitgänge ist entweder Gabbro oder ein Vertreter der dortigen kristallinen Schiefer, besonders Quarzit, Hornblendeschiefer, Gneis und Glimmerschiefer. Die Apatitgänge laufen wie typische andere Gänge bisweilen quer zur Schieferung dieser Gesteine. In der Regel folgen sie jedoch den Absonderungsklüften des Gabbro und den Schichtflächen der Schiefer.

In genetischer Beziehung ist das wichtigste Nebengestein der Gänge Gabbro (körniger Olivinabbro oder ophitischer Olivinhyperit). Durch Auf-



Figur 63.

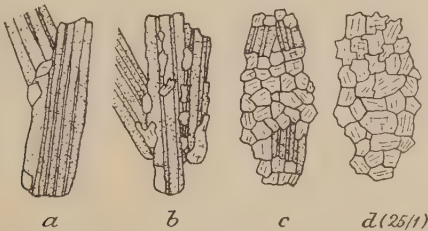
Apatitgänge im Olivinhyperit von Regaardshei in Norwegen. Am Salbände sind die Apatitgänge von Skapolith-Hornblendefels umgeben. (Nach Vogt.)

nahme von Skapolith (Dipyr) geht dieser Gabbro in der Nähe der Lagerstätte ziemlich plötzlich in Skapolith-Hornblendefels-Dipyr-Diorit (Sjögren) über. (Fig. 63.) Die Hauptbestandteile dieses neuen Gesteins sind zu oft gleichen Teilen Dipyr (Skapolith) und Hornblende, denen Rutil reichlich beigemengt ist. Die Hornblende ist sekundär aus Diallag durch Paramorphose (d. h. Umwandlung ohne stofflichen Transport) und der Dipyr sekundär aus Plagioklas durch Metamorphose unter Zuführung von Chlor hervorgegangen. (Fig. 64.) Druck hat bei dieser Umwandlung wahrscheinlich eine Rolle gespielt. Im Dünnschliffe sind diese Übergänge deutlich noch zu erkennen. (Abbildungen in Sjögren lit. cit.) Als akzessorische Mineralien sind dem Gabbro und dem Skapolith-Hornblendefels Apatite in reichlicher Menge beigemengt, ferner Rutil, Titanit und andere Mineralien, die sich fast alle auch in den Apatitgängen selbst wieder finden.

In den norwegischen Apatitgängen hat man bisher (nach Vogt) folgende Mineralien gefunden:

Apatit, Wagnerit (= Kjerulfin), Kryptolith, Staffelit (oder Dahllit, als Sekundärmineral). — Rutil, Titaneisen, Eisenglanz, Magnetit, Pseudobrookit, Titanit und Yttrotitanit, Zirkon, Anatas (Sekundärprodukt). — Magnetkies, Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz. — Magnesiaglimmer (verschiedene), Enstatit, Augit, Hornblende (nebst Asbest), Skapolith, verschiedene Feldspäte (Orthoklas mit Mikroklin, Albit, Oligoklas), Quarz¹⁾, Turmalin, Epidot, Prehnit, Talk, Chlorit. — Calcit.

Alle diese Mineralien treten auf den verschiedenen Gängen in ganz verschiedenen Mengenverhältnissen auf. Je nach dem Vorherrschen der



Figur 63.

Das Bild veranschaulicht den allmählichen Übergang zwischen Labrador (punktiert mit Zwillingsstreifen) und Skapolith (weiß mit feinen Spaltrissen.) (Nach Vogt.)

einzelnen Mineralien kann man verschiedene Gangtypen aufstellen, die aber alle ineinander übergehen. Vogt unterscheidet Gänge aus:

1. Überwiegend Apatit. Untergruppen: Hornblende-Apatit-Gänge, Glimmer-Apatit-Gänge, Enstatit-Apatit-Gänge usw.
2. Überwiegend Kjerulfin (nur Havredal).
3. Apatit mit reichlich Rutil, Titaneisen, Kies usw.
4. Kies (vor allem Magnetkies) und Apatit.
5. Überwiegend Magnetkies (selten).
6. Rutil und Apatit.
7. Magnetkies und Rutil ohne Apatit (selten, Beispiel bei Fogne).
8. Apatit und Eisenglanz (selten, Beispiel Hiäsen).
9. Eisenglanz (frühere kleine Eisengruben z. B. bei Langö-Gomö bei Oedegaarden).

¹⁾ Auf Apatitgängen innerhalb des Gabbros sehr selten, fast stets vorhanden auf Gängen innerhalb des Gneises. Auslaugungsaufnahme durch die Apatitbringer?

Über das ökonomisch wichtigste Mineral dieser Gänge, über den Apatit, läßt sich in Summa kurz folgendes sagen:

Der Apatit tritt meist nicht kristallisiert, sondern derb, scheinbar ganz dicht auf. Fettglanz ist deutlich. Seine Farbe wechselt: weiß (z. B. Oedegaarden), gelb, braungelb, dunkelbraun (Hougen), grau, grünlich, hellrot, dunkelrot, violettrot. Bei Oedegaarden findet man schwarzen Apatit, der seine Farbe zahlreichen schwarzen Adern einer kohlenstoffhaltigen Substanz verdankt. Im Apatit von Midbö bei Tvedestrand hat Mallard eine mechanische Beimischung von Kryptolith (= Monazit, Cer-Lanthan-Phosphat) nachgewiesen. Eine Analyse des Apatits von Oedegaarden ergab nach Waage (in Brögger-Reusch):

	Grünlich- weißer Apatit	Hellroter Apatit
Unauflöslich	1,9	0,8
H_3PO_4	41,7	41,1—41,2
Cl	8,5	5,8
CaO	—	51,0
Glühverlust	—	0,6
	—	99,3

Der Apatit ist demnach Chlorapatit. Letzteres wird von Vogt und anderen vollkommen bestätigt. Es scheint sogar ein Fluorgehalt diesen Apatiten vollkommen zu fehlen. So zeigen Glas- und Porzellangefäße, in welchen über tausend Apatitproben von Oedegaarden mit Schwefelsäure aufgeschlossen wurden, keine Spur von Ätzung.

Über den chemischen Charakter der norwegischen Apatitgänge im ganzen läßt sich im Anschluß an Vogts Ausführungen (lit. cit. Z. f. p. G.) kurz folgendes bemerken: Der Apatit ist Chlorapatit (oft 3—5,5 Prozent Cl). Da im Skapolith des Nebengesteins zudem auch noch rund 2,5 Prozent Cl enthalten ist, so kann man annehmen, daß der Apatitgang mit zugehöriger metamorpher Salbandzone im Durchschnitt 1,5 Prozent Cl enthält. — Fluor fehlt den meisten Gängen. Es findet sich nur in einem selten auftretenden Mineral: Kjerulfinit (= Wagnerit: FMg_2PO_4 mit 5—10 Prozent F) und dann in dem ebenfalls selten auftretenden Turmalin (mit 0,1 bis 0,7 Prozent F). Fluorit ist unbekannt. Ebenso sind unbekannt andere charakteristische Mineralien der vielleicht verwandten Zinnerzgruppe, wie Topas, Alkaliglimmer, Beryll. Auch Baryt fehlt. Titan tritt in großer Menge als Rutil und Titanit auf. Unter den Silikaten sind die magnesia-

reichen Silikate herrschend, wie Enstatit, Magnesiaglimmer, Hornblende. Es sei erinnert, daß auch ein Magnesiaphosphat (Kjerulfinit = Wagnerit) als Seltenheit auftritt.

Ausdehnung und Mächtigkeit der norwegischen Apatitgänge ist sehr schwankend. Die Länge beträgt im Durchschnitt 30—50 m, öfters nur 10—30 m, selten über 100—150 m. Auch im Fallen keilen die Gänge schnell aus, meist schon nach 50 m. Gänge über 100 m Tiefe gehören zu den Seltenheiten. So die Gänge von Oedegaarden, die bis 160 m Tiefe aufgeschlossen sind. Noch unregelmäßiger ist die Mächtigkeit der ganz reinen Apatite. Mächtigkeiten von über 2 m reinen (95—98 Prozent) Apatites gehören zu den Seltenheiten, Durchschnitt ist 0,25—1 m. Gangkreuze zwischen Apatitgängen sind sehr selten. Gelegentlich sind solche bei Oedegaarden beobachtet. Der Altersunterschied ist dann aber nur ein ganz geringer.

Gangbeschreibung. Von den Gängen seien eingehender nur die beiden wichtigsten Vorkommen, die von Oedegaarden und von Kragerö, besprochen. Über die anderen folgen im Anschluß hieran nur einige kurze geologische Mitteilungen.

Die Gänge Oedegaardens liegen am Fuße eines niedrigen, NO—SW streichenden Felsrückens, der hauptsächlich aus Dioritschiefer besteht. Am Fuße dieses Rückens kommt ein liches, geflecktes Gestein vor, der Dipyr-Diorit Sjögrens (Skapolith-Hornblendefels Vogts), welcher keine Spur von Schieferung oder Schichtung zeigt. Er muß als wenig mächtiger Lagergang gedeutet werden und ist auf 1600 m aufgeschlossen. Normaler Gneis und Quarzit sowie gewöhnlicher dunkelvioletter Gabbro und grobkörniger Granit sind ebenfalls in der Umgegend von Oedegaarden bekannt. Der Granit durchsetzt in zwei Gängen den Skapolithfels.

Die Apatitgänge treten im Skapolithfels auf. Brauner Magnesiaglimmer (Meroxen, kein Phlogopit!) ist auf vielen Gängen fast das einzige Mineral, nur häufig von grünem Enstatit und kleinen Apatitklumpen begleitet. Die Gänge werden daher am besten als apatitführende Glimmergänge bezeichnet (Brögger und Reusch lit. cit.). Bei reicheren Gängen verteilt sich Apatit auf die Mitte des Ganges und Glimmer auf die Seitenpartien. Die Gänge sind sehr zahlreich und fallen fast alle gegen den Höhenrücken (SSW, S und SO) ein. Sie sind oft verzweigt und durch kleine Queradern verbunden, so daß das ganze Vorkommen wie ein Netz von Gängen erscheint, das sich auf eine Strecke von ca. 1600 m verbreitet. (Fig. 65.) Die größte Mächtigkeit des reinen Apatites beträgt 2,40 m. Die Durchschnittsmächtigkeit 0,5—1 m. Rabenschwarze oder braune Hornblende kommt auf mehreren Gängen vor, auf welchen sie teilweise den Glimmer

ersetzt. Der Glimmer ist am Kontakte mit dem Nebengestein immer feinschuppig und oft von kleinen Apatitkörnern durchspickt. Bisweilen sind die meist regellosen Glimmerschüppchen auch einander parallel und dann schräg zum Salbande gestellt. Gegen die Mitte des Ganges hin wird der Glimmer immer grobkristallinischer. Es kommen dort Platten von 15 qcm vor. Letztere sind oft wellenförmig gewunden und zerbrochen. Außer den genannten Mineralien findet sich auf den Gängen selten noch Rutil, brauner Titanit und grüner Kjerulfinit (FMg_2PO_4), ferner auf Trümmern Calcit, Quarz, Pyrit und Kupferkies und in einer Druse Turmalin und Albit. Südöstlich vom größten dieser Oedegaardengänge durchschneidet auf der anderen Seite des Berges ein 15—120 cm mächtiger Hornblendegang quarzarmen Dioritschiefer. Der Gang besteht aus Hornblende, etwas Quarz und braunem Glimmer und führt Klumpen von roten Apatit und Rutil.

Die ehemals reichsten Apatitvorkommen Norwegens sind die Vorkommen von Kragerö. Sie sind Gangstöcke eines apatitführenden Hornblendeganges. Diese Gangstöcke (drei an der Zahl) liegen alle am Fuße einer Gabbro-



Figur 65.

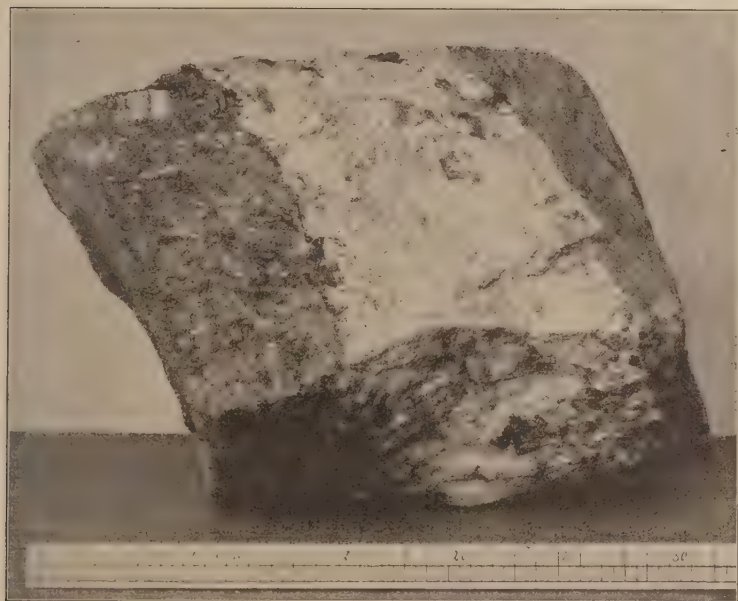
Profil durch einen flachschwebenden Apatit-Glimmer-Enstatitgang bei Oedegaarden in Norwegen. (Nach Vogt.) Die Zahlen geben die Mächtigkeit der reinen Apatites an.

kuppe, nur wenige Schritte von diesem Gestein entfernt. In der „Vuggens“-Grube durchsetzt ein mehr als 2 m mächtiger Gang Granit und sonstiges Grundgebirge. Die Seitenpartien dieses Ganges bestehen aus feinkörniger Hornblende, in welcher kleine Klumpen von Apatit liegen. In der Mitte des Ganges befindet sich großstrahlige Hornblende, welche große Massen von Apatit (bis 60 cm Durchmesser) einschließt. Diese Hornblende tritt bisweilen in kugelstrahlig angeordneten Aggregaten auf. An der Grenze zwischen feinkörniger und grobkörniger Hornblende erscheint Rutil (besonders im Liegenden) sowie grünlichgrauer Speckstein und ein feinfaseriges asbestähnliches Mineral. In der Mitte des Ganges sieht man bisweilen Drusenräume, in welche die Enden der Hornblendekristalle hineinragen, die dann von Quarz und Calcit als jüngere Bildungen bedeckt sind. Die beiden anderen Gangstöcke von Kragerö: „Lykkens“- und Dybedals“-Grube zeigen ähnliches. Von Mineralen gibt es hier außer den genannten noch große Titaneisenerzkristalle, Titanit und Albit. (Fig. 66.)

Über die anderen früher in Abbau befindlichen Apatitgänge Norwegens sei kurz noch folgendes mitgeteilt:

Die drei größeren steilstehenden Gänge von Oedegaardskjern bei Oedegaarden können als „apatitführende Enstatitgänge“ bezeichnet werden. Rutil, Hornblende und grüner Bronzit treten in den Gängen auf. —

Bei Rönholt, etwas nördlich Oedegaardskjern, wird Hornblende-schiefer und ein diesen durchsetzender grobkörniger Granit von ca. 1,20 m



Figur 66.

Apatitgang von Kragerø, Norwegen.

Die Apatit (hell) wird rechts und links von Glimmer (Meroxen) begrenzt.

Maßstab in Zentimetern.

Original in der Freiburger Lagerstätten-Sammlung.

mächtigen Gängen durchquert, die ihrerseits aus grünem, magnesiareichem Pyroxen (z. T. Malakolith), aus großem, bisweilen gebogenem Rutil, aus brauner, großer Hornblende und Apatit bestehen. Die Schiefer sind um den Gang herumgefaltet. Apophysen des Ganges setzen in den Granit hinein und umschließen Bruchstücke desselben. —

Der Gang von Fogne in Gjerstad tritt in einem Skapolithfels auf. Er besteht hauptsächlich aus Magnetkies und Pyrit mit etwas Apatit (oft

in Kristallform). Ein anderer mächtiger Gang besteht hier aus Rutil und grünem Pyroxen nebst Apatit. Die Fogne-Grube ist gleichzeitig eine wichtige Rutilgrube. Auf 2—5 Tonnen Apatit entfällt hier 1 Tonne Rutil. —

Die unregelmäßig verzweigten und früher mit gutem Erfolg abgebauten Gänge von Hiåsen können als apatitführende Hornblendegänge bezeichnet werden. Direktes Nebengestein ist gefleckter Skapolithfels, der weiter weg in gewöhnlichen dunklen Gabbro übergeht. Selbst ganz kleine apatitführende Hornblendeadern sind im gewöhnlichen Gabbro rechts und links von Skapolithfels (= Dipyrr-Diorit) begleitet. Einige Gänge des Grubenfeldes Persdal bei Hiåsen führen außer großstrahliger Hornblende und Apatit auch Magnetkies, welcher bisweilen Hauptmineral ist. Die Apatitkristalle innerhalb des Magnetkieses sind an Ecken und Kanten abgerundet und sehen wie angeschmolzen aus. —

In Regårdshejen finden sich apatitführende Hornblendegänge in Gabbro, der am Kontakte wieder in Skapolithfels umgewandelt ist. Im benachbarten Ravneberg bestehen die Gänge aus Hornblende, Glimmer, Apatit und grünem Enstatit. Auch sehr reine Apatitgänge kommen hier (Söndelövsfjord) vor. In letzteren ist der Apatit gewöhnlich von heller Farbe, weiß oder grünlich; ziegelrot nur, wo er an Hornblendekristalle angrenzt. —

Bei Lofthus (Snarum) tritt am östlichen Abhang eines Gabbrofelsens ein etwa 2,40 m mächtiger Gangstock in einer quarz- und glimmerarmen Granitmasse auf. Gangmasse ist eine Art Talk, in welcher spärlich roter oder grüner Apatit, Rutil und Hornblende liegt. Am Kontakte führt der Granit Talk, hellen Glimmer, Apatit und Rutil. —

In Valeberg bei Kragerö führt ein Gang großen weißen Feldspat, grünen Glimmer, Rutil, hellroten Apatit und Aspasiolith (umgewandelter Cordierit). Ein anderer Gang (bei Otterbaek) hat Hornblende, Magnetkies und Apatit, letzterer wie bei Hiåsen in abgerundeten Kristallen. Nebengestein ist kristalliner Schiefer. Gabbro ist in der Nähe. —

Bei Havredal (Bamle) sind in einem Glimmerschiefer Gänge bekannt, bestehend aus hellgefärbtem Albit (Tschemakit v. Kobell), Titaneisenerz, weißem Glimmer, Quarz, Kjerulfin (FMg_2PO_4) und Pseudobrookit. —

Die westlichsten Apatitvorkommen Norwegens liegen bei Hafsåsen, westlich von Grimstad (Landvik). Die Gänge treten in Gabbro (resp. Dipyrr-Diorit) oder am und in der Nähe des Kontaktes zwischen Gabbro und angrenzendem kristallinen Schiefer auf. Sie können teils als apatitführende Hornblendegänge, teils als reine Rutilgänge, teils als hornblende- und apatitführende Pegmatitgänge bezeichnet werden.

In der Nähe von Hafsåsen liegen noch zahlreiche andere Apatitguben, die alle als das Landvik-Froland-Apatitfeld zusammengefaßt werden. Von diesen sei als eine der bedeutendsten Hovatten genannt, wo mächtige Apatit-Hornblende-Gänge aufgeschlossen sind. In Vatnestrands apatitgrufva durchsetzen apatitführende Pegmatitgänge Hornblendeschiefer, Glimmerschiefer und Quarzitschiefer. Der Gang ist am breitesten im Hornblendeschiefer und enthält dort am meisten Hornblende. Im Glimmerschiefer führt er viel Glimmer. Im Quarzitschiefer keilt er aus. Der Apatit des Ganges ist grün, wenn er mit Glimmer, rot, wenn er mit Hornblende, und gelb, wenn er mit beiden Mineralien zusammen vorkommt. Andere Gänge findet man in dieser Gegend bei Käringön, Riabacken (Apatit, Skapolith, Titanit, Malakolith, Hornblende, Plagioklas), Råfsåsen (20—50 cm breite Pegmatite mit Apatit, grünem Feldspat und Titanit, sowie bisweilen kleine reine Apatitgänge von 5—8 cm), Ringsdalen, Kirkehejen, Imåsen (Hornblende, Quarz, Apatit, Rutil und etwas Plagioklas), Mjovatten, Lindstödle, Horrisdal. —

Von den zahlreichen nicht abbauwürdigen Apatitgängen Norwegens sei noch folgendes angeführt:

Die apatitführenden Hornblendegänge von Svinland (Kreis Bamle) führen in der Mitte granulitweißen oder gelblichen Apatit, am Salbande feinkörnige Hornblende, die nach der Mitte zu grobkristallin wird. Bei Valåsen (Bamle) existiert ein apatitführender Pegmatit (Bestandteile: Quarz, Feldspat, grüner Glimmer, Apatit).

Die Gänge von Rölandsåsen (Bamle) und Vestre Kjørrestad (Bamle) sind hauptsächlich apatitführende Hornblendegänge. An letzterem Orte kann brauner Glimmer die Hornblende stellenweise ersetzen. Ein anderer Gang besteht dort aus einem gesetzlosen Gemenge von Hornblende, weißem triklinen Feldspat, Apatit und Rutil (sonst besitzen die Gänge fast immer symmetrische Lagenstruktur). Ein dritter Gang wird bei Vestre Kjørrestad von einem jüngeren Diabasgang durchsetzt, wodurch das Alter der Apatitgänge nach oben hin begrenzt wird. Ähnliche Diabase treten im Christianiagebiet im Silur auf. Ein vierter Gang besteht aus Hornblende, weißem triklinen Feldspat, Rutil, Magnetkies und Apatit. Kristalle von blaugrünem triklinen Feldspat (Anorthitvarietät Esmarkit?) und von Apatit sind mit abgerundeten Kanten und Ecken im Magnetkies eingeschlossen. Auch ein Gang, der aus fußgroßem, grünweißem Skapolith, kopfgroßem Rutil sowie wenig Glimmer und Apatit besteht, kommt hier vor.

Ein apatitführender Feldspatgang bei Valle (Bamle) enthält in seinem südöstlichen Teile fast nur Feldspat (Oligoklas), in seinem nordwestlichen

Teile außerdem noch Quarz, Hornblende, Titaneisenerz und Apatit. Ein Gang bei Bagerovneie (Kreis Bamle) zeigt dreierlei verschiedene Zusammensetzung. In seinem westlichen Teile: Feldspat, braunen Glimmer, Titaneisenerz und Apatit; in der Mitte: feinkörnige Hornblende und etwas Quarz; im Osten fast ausschließlich Quarz mit Pyrit und Kupferkies. Die quarzreichen Gänge von Froste (Kreis Bamle) bestehen aus Quarz, braunem Glimmer, Hornblende, etwas Feldspat und grünlichgelbem Apatit. Bei Hougen (Bamle) verwandelt sich ein Apatit-Hornblendegang durch Übergänge in einen Apatit-Magnetkies-Gang, der sich dann gabelt und fast nur aus Magnetkies und Pyrit besteht mit Resten von abgerundetem Apatit und von Hornblende. In Oedefjeld (Kreis Sandökedal) führen kleine Gänge: Quarz, Magnetit, roten Feldspat, Pyrit und Apatit. Bei Skorstöl (Kreis Gjerrestad) bestehen die Gänge aus einem Gemisch grünlichbraunen Apatites mit rotem mikrokristallinen Feldspat (mit Hornblendepunkten). Bei Akeland (Kreis Söndelöv) führen Quarzgänge Apatit und Hornblende. Einige grobkristalline Gänge bestehen streckenweise aus braunem und grünem Glimmer, hellem Skapolith und Feldspat. Auch ein ca. 60 cm mächtiger Apatitgang mit etwas Feldspat, Quarz, brauner Hornblende und Glimmer tritt hier auf. Bei Oxöiekollen (Kreis Snarum) findet man am Salbande der Gänge feinkörnige Hornblende, in der Mitte partienweise weißen Quarz und feinkörnigen Albit mit Einschlüssen von Hornblende und Apatit. Drusenräume in den feinkörnigen Albitpartien sind mit Albit, Hornblende und Apatit ausgekleidet. Die apatitführenden Enstatitgänge von Enden (Kreis Snarum) enthalten etwas Rutil. —

Entstehung. Die mineralogische Zusammensetzung der norwegischen Apatitvorkommen ist, wie wir sahen, großen Schwankungen unterworfen. Sämtliche Vorkommen sind aber untereinander durch nachweisbare Übergänge verbunden, bisweilen sogar in ein und demselben Gange. Die Gangnatur (Ausfüllung von Spalten) dieser Apatitlagerstätten wird von allen Forschern bestätigt. Ebenso herrscht eine ziemliche Übereinstimmung in der Annahme genetischer Beziehungen zwischen Gabbro¹⁾ einerseits und Apatitgängen andererseits.

Über die Herkunft des Apatitgehaltes dieser Gänge sind besonders folgende Ansichten bisher geäußert worden:

Otto Lang²⁾ denkt sich die Gänge entstanden durch Lateralsekretion aus dem umgebenden Gestein. Schon im Hinblick darauf, daß hier inner-

¹⁾ Vogt weist darauf hin, daß der Olivingabbro (Olivin, Diabas, Plagioklas) in diesen Gebieten mit Apatitgängen, der benachbarte Norit (rhombischer Pyroxen, Plagioklas) mit Nickelmagnetkieslagerstätten genetisch zusammenhängt.

²⁾ Zeitschr. d. D. g. G. Bd. 31. 1879.

halb derselben Gesteine Gänge mit verschiedener Mineralführung und in verschiedenen Gesteinen Gänge mit derselben Mineralführung auftreten, dürfte diese Anschauung zu verwerfen sein.

Hj. Sjögren denkt sich den mit den Apatitvorkommen eng verknüpften Gabbro als submarines Eruptivgestein, das sich deckenförmig auf dem Meeresboden ausbreitete. Phosphorsäure und Titansäure wären alsdann aus dem Gabbro unter der Einwirkung erhitzten Meereswassers herausgelöst, und hätten sich später teilweise wieder auf Spalten und Rissen im Gestein abgesetzt. Es müßten demnach die Apatitgänge in einer gewissen Tiefe auskeilen. Diese Ansicht wurde besonders von J. H. L. Vogt angegriffen. Vogt widerlegte vor allem die Annahme Sjögrens, Gabbro sei ein submarines Ergußgestein. Denn für die intrusive Natur des Gabbro sprechen nach Vogt Struktur, Differentiationserscheinungen, endogene Kontaktbildungen und Niveauunbeständigkeit.

Brögger und Reusch betrachten die norwegischen Apatitgänge als Eruptivgänge, deren Entstehung gleichzeitig oder unmittelbar nach dem Ausbruch der dortigen Gabbromasse erfolgte. Nach dieser Ansicht müßte die Gangfüllung wie bei Eruptivgängen auf einmal und nicht innerhalb langer Zeiträume durch verdünnte Lösungen allmählich in die Spalte eingedrungen und auskristallisiert sein. Als Belege hierfür werden positive und negative Beobachtungen angeführt, wie die feinkörnige Struktur der Gangmasse am Rande und die grobkörnige in der Mitte, das Vorkommen sphärolithisch angeordneter Hornblende inmitten des Ganges (Kragerö), allseitig in Apatit eingeschlossene Quarzitbruchstücke tieferliegender Schichten (Oedegaardskjern), Korrosionserscheinungen an Apatit und Feldspat in einer Magnetkiesgrundmasse, die Seltenheit der Drusen u. a.

In einer späteren Abhandlung (Nyt mag. f. natur. 1880) legen beide Forscher mehr Gewicht auf Absatz von Lösungen und Wechselwirkung von Gasen, wobei sie besonders auf die Versuche Daubrées, Apatit und Rutil auf pneumatolytischem Wege synthetisch herzustellen, hinweisen. Nach der Ansicht von Daubrée kann sich nämlich Apatit bilden, durch Einwirkung von flüchtigem PCl_5 auf erhitzten Ätzkalk. Sjögren wies jedoch darauf hin, daß PCl_5 bei Gegenwart von Wasser sofort in HCl und H_3PO_4 zerfällt, weshalb sich auf diese Weise Apatit in den Gängen wohl nicht gebildet hat.

Vogt weist (Z. f. p. G. 1895) besonders auf die nahen chemischen Beziehungen zwischen Apatitgängen und Gabbro hin. (Abgesehen von Phosphorsäure und Titansäure ist in beiden in bedeutender Menge Magnesia, dann Kalk und Natron, wenig Kali.) Es ist daher die Ansicht berechtigt,

daß das Gangmaterial aus dem Gabbromagma auf irgendeine Weise extrahiert wurde.

Diesen „aciden Extrakt“ der Gabbromagmen denkt sich Vogt bestehend aus Phosphorsäure, Titansäure (TiCl_4), Eisen, Natron (NaCl), Schwefelwasserstoff u. a. Etwas vom eigentlichen Silikatgemisch mag sich diesen Extraktionsprodukten beigemischt haben, die sich dann vielleicht zueinander verhielten „wie Wasser und Öl“. Diese Extraktionsgemische sind dann am Ende der Eruptionsepoche in Begleitung von Wasserdämpfen und von freien Säuren zur Emanation gelangt, und zwar bei Temperaturen, die oberhalb der kritischen Temperatur der meisten hier in Betracht kommenden Verbindungen liegen. Wegen der großen Rolle, die der gasförmige Zustand hierbei spielte, ist der Absatz daher als Pneumatolyse und nicht als hydatogener Absatz zu bezeichnen¹⁾.

Wir selbst schließen uns der früheren Ansicht von Brögger und Reusch an und erblicken in den norwegischen Apatitgängen pegmatitähnliche Eruptivgänge. Genetisch hängen alle diese Vorkommnisse, wie von beinahe allen Forschern hervorgehoben, mit den benachbarten Gabbromassiven eng zusammen, deren Magma sie die Substanz ihrer Gänge verdanken. Die Umwandlung des Gabbros in Skapolithfels am Kontakt der Gänge ist durch pneumatolytische Einwirkung von Chlorverbindungen auf den Gabbro im Sinne Vogts zu erklären.

Die Apatitvorkommen Schwedens²⁾.

In Schweden sind Apatitgänge in der nördlichsten Provinz des Landes, in Norrbotten (schwedisch Lappland), bekannt geworden³⁾. Einige dieser Gänge liegen in der Nähe der großen Eisengrube Gellivare. Sie finden sich hier am Fuße des Dundret. Der Dundret besteht aus Olivingabbro

¹⁾ Vogt zieht in der angegebenen Literatur einen Vergleich zwischen Zinnerz-lagerstätten und Apatitgängen: Die ersteren sind an ein saures Eruptivgestein, an Granit, letzteres an ein basisches Gestein, an Gabbro, gebunden. Die ersteren hatten 100—1000 mal soviel Fluor wie Chlor, die letzteren (in Norwegen) 10—100 mal soviel Chlor wie Fluor. Die Metamorphose des Nebengesteines bei den Zinnerzen ist die Greisenbildung (Substanzzu- und -abfuhr unter Einfluß des Fluors), bei den Apatiten die Skapolithisierung (Zufuhr von Cl). Beide Lagerstätten bildeten sich kurz nach der Eruption ihres Mutter-Eruptivgesteines. Das Zinn der Zinnerze ist in den Apatitgängen durch Titan vertreten.

²⁾ Svenonius, Om apatiten i Gellivare malmberg. Geol. Förr. Förrh. S. 402. Stockholm 1885. — Hj. Lundbohm, Apatit förekomster i Gellivare Malmberg och kringliggande Trakt. Sveriges Geol. Undersökning. Ser. C. N. 111. Stockholm 1890. — Th. Nordström, A. Sjögren och Hj. Lundbohm: Betänkanden afgjorda af den för undersökning af Apatitgångar i Norrbotten tillsatta Kommission. Stock-

und wird von verschiedenen kristallinen Schiefen umgeben. In der Nachbarschaft der Gänge ist der Olivingabbro ähnlich wie im südlichen Norwegen von der Gangmasse aus verändert, er ist skapolithisiert. Als Mineralien findet man auf den Gängen: Apatit, Titaneisen, Titanit, Rutil, Kiese, Hornblende, Glimmer, Pyroxen, Skapolith, Feldspat, Quarz, Turmalin, Chlorit, Calcit u. a. Die Mächtigkeit aller dieser Gänge ist gering (bisher nicht abbauwürdig). An einem der Gänge ist der Übergang eines Apatitganges in einen Pegmatitgang gut zu studieren. An seinem südlichen Ende sieht man hier einen apatitführenden Hornblendegang mit Rändern grobkristalliner Hornblende und rotem Apatit und Quarz in der Mitte. Nach den Nordende zu nimmt der Gang immer mehr Plagioklas auf und wird schließlich ein reiner Pegmatit mit Apatitschnüren.

Der Apatit der an Gabbro gebundenen Apatitgänge in Norrbotten dürfte im allgemeinen eine ähnliche Entstehungsgeschichte besitzen wie der Apatit der schon besprochenen südnorwegischen Vorkommen. Es sind diese nordschwedischen Gänge daher auch als pegmatitähnliche Bildungen zu betrachten. Durch den beschriebenen Übergang zwischen einem Apatitgang und einem typischen Pegmatitgang am Dundret wird diese Ansicht bekräftigt. —

Ferner treten bei Kiruna feinkörnige Apatitgänge im dortigen Quarzkeratophyr, seltener im Keratophyr auf. Der größte Apatitgang hat eine Länge von 40 m. Seine Breite wechselt zwischen 0,5 und 1 m. An einer Stelle schwillt der Gang bis zu 2 m an und enthält hier viele Porphybruchstücke. Einzelne Apatitgänge sind sehr reich an Eisenerz (Magnetit und besonders Eisenglanz), deren Verteilung eine oft ausge-

holm 1890. — G. Löfstrand, Om apatitens förekomst i Norrbottens län jemförd med dess uppträdande i Norge. Geol. För. Förh. XII. 1890. S. 145—192; 207—208. — O. Torell, Apatitförekomsterna i Norrbottens Län. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. Nr. 113 u. Geol. För. Förh. S. 365 ff. Stockholm 1890. L. J. Igelström, Om utsigterra för apatit-tillgångars uppträdande i Sverige. Geol. För. Förh. S. 34 ff. Stockholm 1891. — Hj. Lundbohm, Apatitförekomster i Norrbottens Malmberg. Sver. Geol. Undersökning. Ser. C. Nr. 127. Stockholm 1892. — F. Svenonius, Torskringsresor i Kvikkjokksfjällstrakter åren 1892 och 1893 med särskild hänsyntill apatitförekomster. Sver. Geol. Undersökning. 1895. Ser. C. Nr. 146. — O. Stutzer, Geologie und Genesis der lappländischen Eisenerzlagerstätten. Neues Jahrb. f. M., G. u. P. Bd. XXIV. S. 548 ff. Stuttgart 1907. — Per Geijer, Apatitgänge in den Porphyren bei Kiruna. Bull. of the Geol. Instit. of Upsala 1908. Vol. VIII. S. 202—313. (Ref. Z. f. p. G. 1908. S. 491.)

³⁾ In einem Handstück des Dundret-Gabbro wurde von Brögger Skapolith nachgewiesen. Dieses verursachte erst ein Suchen nach Apatitgängen in dem Gabbrogebiete, das dann auch Erfolg hatte (1888).

zeichnet schöne Fluidalstruktur erzeugt. Einige kleinere Gänge sind besonders turmalinreich. Quarz-Eisenglanz-Gänge finden sich bisweilen als Apophysen dieser Apatitgänge. Die mikroskopische Untersuchung zeigte außer diesen Mineralien noch Zirkon, Plagioklas (albitischer Oligoklas) und Quarz. Die Entstehung dieser Gänge ist nach Geijer nur magmatisch zu erklären.

Auch von anderen Stellen sind in Norrbotten Apatitgänge bekannt, die aber ebenfalls nicht abbauwürdig sind, und auf die daher auch nicht näher eingegangen sei.

Es möge hier auch an den Apatitreichtum der benachbarten großen lappländischen Eisengruben, vor allem an Kiruna und Gellivare, erinnert sein. Der Apatit kann sich bei diesen Vorkommen zu großen Massen konzentrieren (z. B. Kaptän-Kiruna; Desideria-Gellivare). Mineralkombination und Struktur läßt eine magmatische Entstehung des Apatites dieser Eisenerzlagerstätten höchst wahrscheinlich erscheinen.

Die Apatitvorkommen Spaniens.

In Spanien treten im nördlichen Estremadura bei Logrosan und bei Zarza-Ceclavin Apatitgänge auf. Der dortige Fluorapatit ist mit Quarz vermengt und genetisch an Granit gebunden. Da diese Apatitvorkommen mit den ökonomisch bedeutend wichtigeren Phosphoritvorkommen derselben Gegend aufs engste zusammenhängen, so seien sie auch mit diesen zusammen besprochen (siehe Phosphorite Spaniens S. 326).

Im südöstlichen Spanien liegt am Cabo de Gata ein „Trachyt“-Hügel („Jumilla“), welcher in seinem Gestein stellenweise recht zahlreiche grüne Apatitkristalle enthält. Dieses in der Literatur meist als Trachyt bezeichnete Gestein wird von H. Rosenbusch¹⁾ als Jumillit beschrieben und in die Familie der lamprophyrischen Ergußgesteine eingeordnet. Den Typus dieses Jumillits aus der Umgegend von Minateda nahe den Apatitgruben beschreibt Rosenbusch (nach Osann) etwa folgendermaßen: Das feinkörnige, bräunlichgraue Gestein enthält bis 1 qcm große, wasserhelle Spaltflächen von Sanidin, reichliche Körner und Kristalle von Olivin und wenig braungelben Glimmer. Mikroskopisch läßt sich außerdem noch Pyroxen, Hornblende und Leucit bestimmen. Der älteste dieser Gemengteile ist der eisenreiche Olivin. Er führt kleine Picotiteinschlüsse und ist meist sehr frisch, randlich nur in Serpentin und etwas Limonit umgewandelt. Der Glimmer ist Phlogopit mit 2,16 Prozent

¹⁾ H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. Stuttgart 1908. S. 1481.

Fluor. Pyroxen ist eisenreicher Diopsid mit Mänteln von Ägirinaugit. Der Amphibol gehört zu den Katophoriten. Der BaO-haltige Sanidin umschließt die älteren Gemengteile. Der Leucit wandelt sich in kalk- und kalihaltigen Analcim um. Reichlicher Apatit und spärlich titanhaltiges Eisenerz sind Nebengemengteile. Die Struktur dieses Typus ist mehr die eines Tiefengesteines als porphyrisch.

Mit dem Apatit zusammen tritt Calcit in meist nur stecknadelkopfgroßen Aggregaten und wohlkristallisierter Magnetit auf. Der Apatit bildet abgesehen von seinem zerstreuten Auftreten auch zahlreiche, kaum über dezimeterbreite bis höchstens fingerdicke Adern im Trachyt. Letzterer ist am Kontakte stark verändert und mit Apatit imprägniert. Diese Apatitbildung ist daher nicht als eigentliche magmatische Ausscheidung, sondern als epigenetische Bildung zu betrachten, die unmittelbar im Gefolge der Trachyteruption wahrscheinlich durch eine Art Fumarolentätigkeit entstand.

Der Phosphatgehalt des apatitreichen Gesteins schwankt an einzelnen Stellen (Apatitgruben!) zwischen 7 und 30 Prozent und beträgt im Durchschnitt 15 Prozent. Ferner enthält dieser leicht verwitternde Jumillit bis 10 Prozent Kali. Das Gestein wird deshalb als Düngemittel in die umliegenden spanischen Provinzen exportiert.

Die Apatitvorkommen Canadas¹⁾.

Die Apatitlagerstätten Canadas sind etwa seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts bekannt. Alle Vorkommen verteilen sich auf zwei Hauptgebiete.

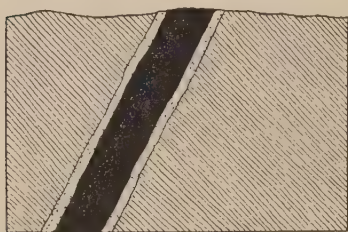
¹⁾ J. F. Torrance, Report on apatite deposits, Ottawa Co., Quebec. Report of Progress, Geol. Surv. Can. 1882—84. — Adams, On the occurrence of the norwegian „Apatitbringer“ in Canada with a few notes on the microscopic characters of some laurentian Amphibolites. Rep. of the 54. meeting of the British Association for the Advancement of Science. (Montreal) 1884. p. 717. — Brown, The Apatite deposits of the Province of Quebec. Rep. of the 54. meeting of the British Association for the Advancements of Science. (Montreal) 1884. p. 719. — Sterry Hunt, The apatite deposits of Canada. Trans. Amer. Inst. of Min. Eng. 1885. p. 459. — R. Bell, On the mode of occurrence of apatite in Canada. Eng. and Min. Journ. 1886. — R. A. F. Penrose, jr., Nature and origin of Deposits of Phosphate of Lime. United St. Geol. Surv. Bull. 46. Washington 1888. — F. Wyatt, The Phosphates of Amerika. II. Edition. New York 1891. — o. Osann, Notes on certain archæan rocks of the Ottawa Valley. Geol. Surv. Af Canada. Nr. 763. Ottawa 1902. — X. Stainier, Bibliographie général des gisements de phosphates (2^e édition). Annales des mines de Belgique. 1902. S. 381. Enthält 49 Literaturangaben über die Phosphate Canadas.

Das eine dieser beiden Gebiete liegt in der Provinz Quebec, Ottawa County, und erstreckt sich südlich vom Ottawafluß über 60 englische Meilen in nördlicher Richtung durch die Kreise Buckingham, Portland, Templeton, Wakefield, Denholm, Bowman, Hincks und andere Kreise. Weiter nördlich ist die Gegend noch wenig erforscht. Die Breite des Distriktes beträgt etwa 15—25 Meilen. Auch in Pontiac County (Quebec) ist Apatit gefunden.

Das zweite Apatitgebiet liegt in der Provinz Ontario, besonders in Leeds, Lanark, Frontenac, Addington und Renfrew County. Dieses Gebiet

ist viel größer als das erstere. Es erstreckt sich von etwa 15 Meilen nördlich des St. Lawrence-Stromes bis über 100 Meilen nach Norden bei einer Breite von 50—75 englischen Meilen.

Außer diesen beiden Gebieten gibt es auch noch zahlreiche andere Stellen, wo man in Canada geringe Apatitmengen gefunden hat.



Apatit.



Pyroxen.



Gneis.

Figur 67.

Profil eines Apatitganges der Foster Grube,
Loughboro, Frontenac County, Ontario.
(Nach Osann.)

Maßstab: Ein Inch zu sieben Feet.

In allen diesen Gebieten treten die Apatitgänge in den kristallinen Schiefen des „Ober-Laurentian“¹⁾ auf, die aus Gneisen, Quarziten, Kalksteinen, Pyroxeniten usw. bestehen.

Die Apatitlagerstätten sind nach den neueren Forschungen sicher als

Gänge aufzufassen und nicht als schichtige, gleich alte Bestandteile des Gneises. Meist finden wir Lagergänge, parallel der Schieferung des Gesteines, mitunter aber auch schräg zur Schieferung verlaufende Gänge.

Begleitet werden diese Apatite von basischen, plutonischen Eruptivgesteinen ($\text{SiO}_2 = \text{ca. } 48,50$ Prozent), welche zur Familie der Gabbros, Shonkinite und teilweise Pyroxenite gehören. Die von früheren Forschern (z. B. Sterry Hunt) als Pyroxenite bezeichneten Gesteine sind teilweise umgewandelte basische Eruptivgesteine, teilweise aber auch Bestandteile der Gangmasse. Die begleitenden plutonischen Gesteine sind in der Nähe der Apatitgänge sekundär verändert, und zwar hat sich gebildet Skapolith auf Kosten des Kalk-Natron-Feldspates, ferner Glimmer (Phlogopit), Titanit und Sulfide (Pyrit, Magnetkies, etwas Kupferkies). Auch die benachbarten Schiefer sind mit Substanz der Gangmasse mehr oder weniger imprägniert (z. B. Pyroxen) (Fig. 66).

¹⁾ Nach R. Bell.,

Als besondere Imprägnationserscheinung seien auch die „Leoparden-Granite“ erwähnt. Es sind dies aus einem grobkörnigen Gemisch von Quarz und Feldspat (meist Mikroklin) bestehende grobkörnige Granitgänge, welche in der Nähe der Apatitgänge aufsetzen. Das in normalem Zustande helle Gestein wird in der Nähe der Apatitgänge von dünnen, dunkelgrünen Adern in runden und elliptischen Linien durchzogen. Derartige „Leopard-Granite“ hat man in den Gruben „Little Rapids“, „North Star“, „High Rock“, „Union“ und „London“ gefunden. Die Bestandteile dieser dunklen Linien erweisen sich unter dem Mikroskope als: hellgrüner Pyroxen, dunkelgrüne Hornblende, Epidot, sehr viel Titanit, Apatit und wenig Karbonate. Von diesen Linien aus sind die betreffenden Mineralien auch etwas in den massiven Granit hinein eingedrungen. Diese charakteristische Struktur des „Leoparden-Granites“ ist sekundär von den Apatitgängen aus entstanden. Die Imprägnation erfolgte wahrscheinlich auf pneumatolytischem Wege auf den sphärischen Absonderungsklüften des Granites. (Fig. 68.)

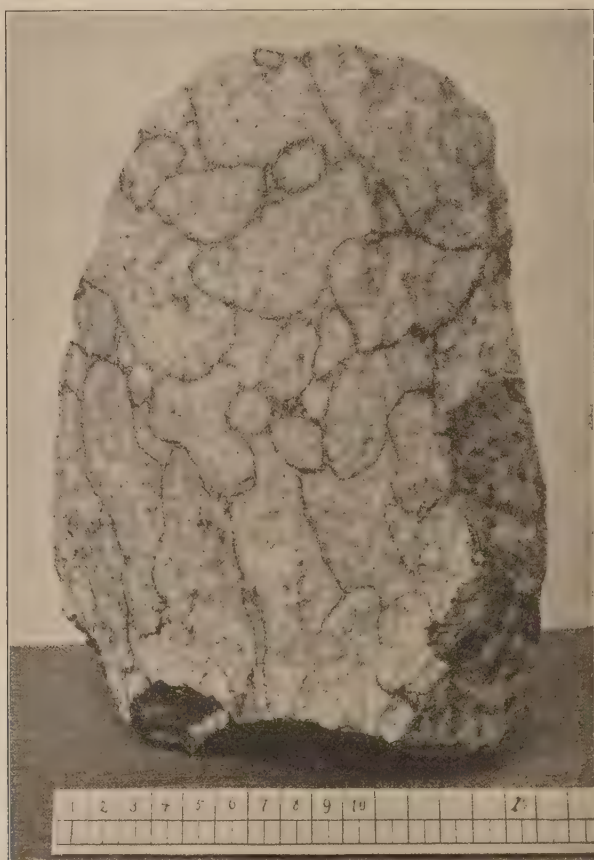
Unter den Mineralien der Gänge fallen zunächst die fluor- und chlorhaltigen Minerale auf, wie Apatit, Phlogopit, Skapolith und Turmalin. Seltener ist auffallenderweise Fluorit. Von Sulfiden findet man Pyrit und Magnetkies, bisweilen auch Kupferkies. Von Titanmineralien ist Titanit häufig, während Rutil fehlt. Von Silikaten ist außer den genannten häufig Pyroxen (Diopsid)¹⁾ seltener Amphibol (bisweilen auch Tremolit, z. B. Mc Houghtons Mine, Portland) und Feldspäte. In großer Menge kommt zudem als jüngstes Mineral Calcit vor. Quarz ist selten. Graphit wird mitunter gefunden und ist interessant wegen seines sonst reichlichen Vorkommens auf den ganz ähnlichen und benachbarten Graphitgängen (siehe S. 63). Ferner wird in der Literatur noch erwähnt: Granat, Epidot, Vesuvian (Idokras), Zirkon, Bleiglanz, Zinkblende, Molybdänglanz, Orthit (in der Freib. Sammlung, zusammen mit Orthoklas, Hornblende und zuckerkörnigem grünen Apatit von der High Rock Mine, Portland), Chabasit, Prehnit, Stilbit (in der Freib. Sammlung von Mc Larens Mine und Crose Hill Mine, Portland, aufgewachsen auf Apatit und Pyroxen), Chlorit, Talk (Steatit), Opal, Chalcedon. Einzelne dieser Mineralien erreichen in den Gängen eine ungewöhnliche Größe.

Die Struktur der Gänge ist regellos oder symmetrisch.

In der „Grant Mine“ bei Buckingham findet man auf weite Strecken hin eine schöne Lagenstruktur von hellem Apatit und dunkelgrünem

¹⁾ Analyse: $\text{SiO}_2 = 51,27$; $\text{CaO} = 23,34$; $\text{MgO} = 11,61$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 9,16$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,82$.

Pyroxen. Die Lamellen der einzelnen Lagen sind verhältnismäßig dünn. In einzelnen Fällen kann Apatit an solchen Stellen auch aufgelöst und entfernt sein, so daß nur der Pyroxen noch zurückbleibt. Ähnliches sieht man in der „High Rock Mine“ in Portland. (Fig. 69.)



Figur 68.

„Leopard-Granit“ der High Rock Mine, Portland, Quebec, Canada.

Die Zeichnung dieses Granites ist dadurch entstanden, daß vom Apatitgange (rechts unten) Mineralsubstanz (Apatit, Pyroxen, Titanit usw.) auf Absonderungsklüften in den Granit eingedrungen ist.

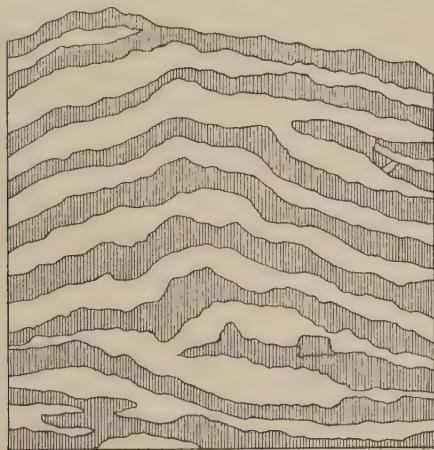
Original in der Freiburger Lagerstätten-Sammlung.

Maßstab in Zentimetern.

Stücke aus der „Emerald Mine“, Buckingham, zeigen bisweilen eine schriftgranitähnliche Verwachsung zwischen Apatit und Calcit.

Auch sei auf die Corrosion vieler Kristalle (z. B. Apatit, Pyroxen, Titanit) hingewiesen. Kokardenstruktur kommt auf den Gängen selten vor, Drusen¹⁾ sind an einzelnen Stellen (z. B. 17 Lot, 9 Rang Templeton) nicht selten.

Die Mineralkombination der Gänge und ihre genetische Beziehung zu einem Gesteine der Gabbroreihe erinnern sofort an die ähnlichen norwegischen Apatitgänge. Fluor hat aber bei Bildung der canadischen



Figur 69.

Abwechselnde Lagen von Apatit und Pyroxen in den Apatitlagerstätten von Canada.
(Nach Osann.)

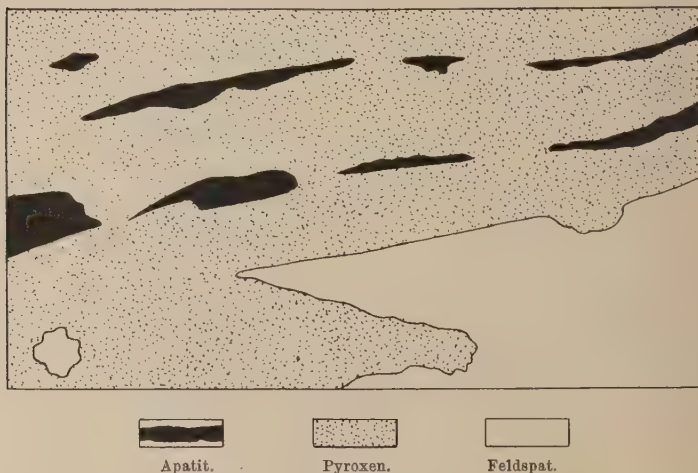
Apatitgänge eine größere Rolle (Fluorapatit, Phlogopit) gespielt als Chlor. Demzufolge ist auch die sicher nachgewiesene Skapolithisierung des Nebengesteines in Canada nicht so stark als wie in Norwegen. Chemisch unterscheidet sich die Gangfüllung der canadischen Vorkommen von den norwegischen zudem durch einen geringeren Gehalt an Magnesia und Titansäure sowie durch Zunahme der Zirkonsäure. —

Von Einzelbeispielen seien nur folgende angeführt.

Etwa 14 Meilen von Ottawa entfernt liegt die von Osann kurz beschriebene Vavasour-Mine. Dieselbe wurde früher auf Apatit, später vor allem auf Phlogopit (Glimmer) betrieben. Nebengestein des ca. 1 m mächtigen Apatitganges ist Gneis und skapolithisierter Gabbro. Der am

¹⁾ Die Drusen sind wohl meist sekundär, durch Auslaugung des Calcits entstanden.

Nebengestein scharf absetzende Gang hat Lagenstruktur. Randlich besteht er vorzugsweise aus Pyroxen (Diopsid) und Glimmer (Phlogopit)¹⁾, in der Mitte aus rotem Calcit und grünem Apatit. Die Ausscheidungsfolge der Mineralien ist vom ältesten zum jüngsten²⁾: Pyroxen, Phlogopit, Apatit, Calcit. Die zuerst ausgeschiedenen Kristalle finden sich vorzugsweise am Salbande. Der im Calcit eingeschlossene Apatit hat meist gerundete Ecken. Die Güte der kristallographischen Ausbildung des Apatites nimmt mit der Menge des Calcites in der Gangmasse zu. —



Figur 70.

Profil eines Schurfes nahe der Emerald-Grube, Buckingham, Ottawa County, Quebec.

(Nach Osann.)

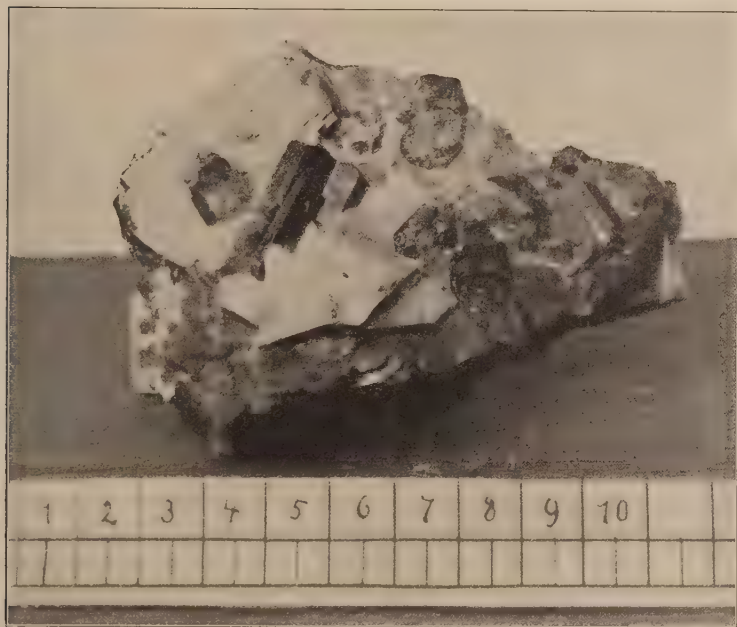
Maßstab: Ein Inch zu sechs Feet.

Ein Gang von Grenville (unterhalb Outaouais) besteht aus einem Gemenge von dunkelgrünem Pyroxen, grasgrünem Apatit, purpurrotem und weinrotem Fluorit, weißem Orthoklas, Calcit, schwarzem Turmalin, Titanit und kleinen Prismen von Zirkon. Fluorit kann in Apatit und Apatit in Fluorit eingeschlossen sein. An demselben Orte sind auch Einschlüsse von einem lilagefärbten Pyroxen in einer zitronengelben Grundmasse gefunden. —

¹⁾ Von Osann auf Fluor und Lithium mit Erfolg geprüft.

²⁾ Diese Reihe gilt nur im allgemeinen. In der von mir besuchten Connors Mine bei Kirks Ferry bei Ottawa findet man bisweilen auch kleine Apatitkristalle im Phlogopit, an anderen Stellen (z. B. Wakefield) selten auch im Pyroxen.

Von Renfrew County, Ontario, beschreibt uns Penrose jr. einen Gang, den er über 5 km¹⁾ weit verfolgt hat. Derselbe streicht N 40. O., erweitert sich und verengt sich und hat eine Mächtigkeit von 1—30 m. Seine Hauptgemengteile sind Hornblende, Calcit und Apatit nebst Titanit, Zirkon, Phlogopit, Skapolith usw. Die besten Aufschlüsse sind auf „Turner's Island“ im Clear Lake. Die einzelnen Mineralien des Ganges erreichen



Figur 71.

Rotgrüne Apatit-Kristalle, eingebettet in rosafarbenem Calcit. Renfrew County, Ontario, Canada.

Maßstab in Centimetern.

Original in der Freiburger Lagerstätten-Sammlung.

hier ungewöhnliche Größe. Apatite von 700 Pfund Gewicht und Zirkone und Titanite von Fußgröße sind nach Penrose hier gefunden.

In der Mc Kenzie-Mine im Kreise Bowman, Ottawa County (Quebec), besteht ein Gang aus kompaktem Apatit mit Kristallen von Pyroxen und Skapolith, während etwa 15 m entfernt ein Gang aus Calcit und Apatit besteht. Mitunter ist der Calcit des Ganges durch Wasser aufgelöst und

¹⁾ Nach Aussage von Prospektoren soll er über 45 km weit zu verfolgen sein.

fortgeführt, und man sieht dann am Rande des Ganges Skapolith und Pyroxen, während in der Mitte Calcit mit Apatit war. Der Apatit ist nicht mit aufgelöst und liegt auf dem Boden dieser sekundären Hohlräume. In Loughboro', Frontenac County, Ontario, hat man aus einem derartigen Hohlraum mehrere hundert Pfund losen Apatit gewonnen.

Der Apatit aller dieser canadischen Vorkommen ist im allgemeinen grün, hellgrasgrün bis dunkelblaugrün, bisweilen auch bräunlichgrün bis braun gefärbt. Er ist entweder glasartig durchsichtig, halbdurchsichtig oder opak.

Der Apatit tritt sehr oft in guten Kristallen auf, besonders im Calcit, und erreicht bisweilen ungewöhnliche Größe (bis über 1 m. Im Museum in Ottawa befindet sich nach de Launay ein 400 kg schwerer Kristall). Seine beiden Endpyramiden sind häufig an demselben Individuum ausgebildet. Die Kanten und Ecken dieser Kristalle sind bisweilen scharf, in der Regel aber abgerundet. An einzelnen Fundpunkten findet man ganz massive Apatitmassen, die entweder kompakt, kryptokristallin oder grobkörnig sind. Ein weißer, feinkörniger Apatit wird als „Zuckerphosphat“ bezeichnet. Er zerfällt leicht zu Sand und kann mit Quarz auf den ersten Blick verwechselt werden. Apatitkristalle sind in dem feinkörnigen Apatit oft enthalten, mitunter auch in abgerundeten Massen von Kopfgröße.

Chemisch ist der Apatit als Fluorapatit zu bezeichnen, wobei das Verhältnis von Fluor zu Chlor immer größer ist als 4 : 1. Die folgenden Analysen sind von C. Hoffmann¹⁾ veröffentlicht:

	I	II	III	IV
P ₂ O ₅	40,37 Proz.	41,08 Proz.	39,05 Proz.	40,81 Proz.
F	3,31 „	3,47 „	3,79 „	3,55 „
Cl	0,44 „	0,26 „	0,48 „	0,04 „
CO ₂	0,03 „	0,37 „	0,10 „	0,52 „
CaO	47,83 „	40,16 „	46,33 „	49,10 „
Ca	3,73 „	3,80 „	4,26 „	3,76 „
MgO	0,15 „	0,16 „	0,55 „	0,62 „
Al ₂ O ₃	0,61 „	0,71 „	1,19 „	0,57 „
Fe ₂ O ₃	0,15 „	0,13 „	1,29 „	0,13 „
Unlöslich	3,89 „	0,37 „	3,49 „	0,63 „
Summa	100,51 Proz.	99,51 Proz.	99,08 Proz.	99,93 Proz.

I = Apatit von Lot 14, Range 6, Kreis Storrington.

II = „ „ Grant Mine, Kreis Buckingham.

III = „ „ Lot 16, Range 3, Kreis North Burgess.

IV = „ „ „Doctor“ Pit, Kreis Templeton.

¹⁾ C. Hoffmann, Chemical contributions to the geology of Canada. Rep. of Progress, Geol. Surv. Can. 1877—1878.

Über die genetische Auffassung der canadischen Apatitgänge sind besonders folgende Ansichten mitzuteilen:

Dawson¹⁾ hält (1876) die Apatitlagerstätten für echte Lager und daher für sedimentär, d. h. für hervorgegangen aus organischen Ablagerungen. Er weist zum Vergleich besonders auf die Phosphoritknollen im Silur und Kambrium am St. Lawrence-Strom und südlich des Ottawaflusses hin, die als Koprolithen gedeutet werden. Die typischen Apatitgänge sollen dann sekundär aus diesen Apatitlagern entstanden sein.

Harrington²⁾ (1878) erblickt in den canadischen Apatitgängen keine eruptive Bildungen, wie Brögger und Reusch in den ähnlichen Gängen Norwegens. Zur Erklärung der Herkunft des Apatitgehaltes der Gänge weist Harrington auf den Apatitgehalt der Pyroxenite hin, die oft das Nebengestein bilden. Er denkt hierbei an Auslaugung.

Dawkins³⁾ (1885) hält die Gänge für hydrothermale Absätze, deren Material aus der Tiefe kommt.

Kinahan⁴⁾ (1885) denkt an Verdrängung von vorher vorhandenem Kalkstein oder verwandtem Gestein.

Coste⁵⁾ (1887) sieht in den Apatitgängen Absätze eruptiver Emanationen.

Davidson⁶⁾ (1892) glaubt, daß die Phosphate sich mehr oder weniger regelmäßig in einem „Laurentian“-Meer abgesetzt hätten, und daß später, während der Metamorphose, die Kalkphosphate als Apatit auskristallisierten.

Ells⁷⁾ (1893) hält die Pyroxenite für eruptiv und weist besonders auf den Calciumgehalt dieser Gesteine hin. Er denkt, daß phosphorsäurehaltige Dämpfe aus der Tiefe aufstiegen, chemisch auf die Pyroxenite, besonders auf deren Calciumgehalt einwirkten und so Apatit erzeugten.

Vogt und Ossan denken schließlich an eine anorganische pneumatolytische Entstehung der canadischen Apatitgänge.

¹⁾ J. W. Dawson, Notes on the phosphate of the Laurentian and Cambrian rocks. Quart. Journ. Geol. Soc. 32. 1876. S. 285.

²⁾ B. J. Harrington, Report on the minerals of some of the apatite-bearing veins of Ottawa Co. Report of Progress, Geol. Surv. Can. 1877—1878.

³⁾ W. B. Dawkins, On some deposits of apatite near Ottawa, Canada. Trans. Manchester Geol. Soc. 18. 1885.

⁴⁾ G. H. Kinahan, On a possible genesis of the Canadian apatite. Trans. Manchester Geol. Soc. 18. 1885.

⁵⁾ E. Coste, Report on the mining and mineral statistics of Canada. Annual Report Geol. Surv., Can. Vol. IV. (N. S.) 1888—89.

⁶⁾ W. B. M. Davidson, Notes on the geological origin of phosphate of lime in the United States and Canada. Trans. Am. Inst. Min. Eng. 1892.

⁷⁾ R. W. Ells, The phosphate deposits of the Ottawa District. Canad. Min. Review XII. 1893.

Wir selbst möchten über die Genese der Apatitgänge Canadas dieselbe Meinung äußern wie über die der entsprechenden Gänge Norwegens. Wir betrachten demnach die Apatitgänge Canadas als pegmatitähnliche Injektionsgänge (bisweilen wohl auch pegmatitähnliche Schlieren), bei deren Bildung Pneumatolyse eine große Rolle spielte. —

Canadischer Apatit wurde zuerst 1829 am Lièvrefluß in größerer Menge gefunden. Diese Entdeckung geriet aber bald wieder in Vergessenheit. Im Jahre 1847 beschrieb dann Dr. Sterry Hunt einige Vorkommen in der Provinz Ontario. Eine reguläre Förderung begann aber erst in den 60er Jahren. Der Aufschwung der Phosphatproduktion in Florida, Alabama und anderen Staaten ließ zu Beginn der 90er Jahre die canadische Produktion wieder zurückgehen. Die Förderung einiger Jahre betrug:

1878	3701 engl. Tonnen	1893	8330 engl. Tonnen
1880	7974 „ „	1901	937 Tonnen (à 1000 kg)
1882	17181 „ „	1904	832 „ „
1888	22485 „ „	1907	680 „ „
1890	31753 „ „	1908	1622 „ „
1892	11932 „ „		

II. Phosphatlagerstätten.

Die Phosphatlagerstätten Europas.

Die Phosphatlagerstätten Deutschlands.

1. Die Phosphatlagerstätten der Lahn- und Dillgegend.

Die Phosphatlagerstätten der Lahn- und Dillgegend in Hessen-Nassau ¹⁾ besitzen zwar heute keine nationalökonomische Bedeutung mehr. Aus historischem und allgemein geologischem Interesse mögen sie aber in folgendem ausführlicher, als es ihrer Bedeutung sonst zukäme, besprochen werden.

¹⁾ C. A. Stein, Über das Vorkommen von phosphorsaurem Kalk in der Lahn- und Dillgegend mit besonderer Berücksichtigung des Vorkommens bei Staffel, Amt Limburg. Jahrb. nass. Ver. f. Naturk. XIX–XX. 1864–1866. S. 41–86. — D. E. Davies, The Deposits of Phosphate of Lime recently discovered in Nassau, North Germany. Geol. Mag. 1868. S. 262 ff. — Loretz, Der nassauische Phosphorit, sein Vorkommen, seine Gewinnung und Verwertung. Berggeist. XIII. 1868. 377 ff. — C. A. Stein, Über das Vorkommen von phosphorsaurem Kalk in der Lahn- und Dillgegend. Beil. z. Bd. XVI d. Zeitschr. f. B. H. und S. W. 168. (Ausführliche Monographie.) — Petersen, Über die Beziehung des Diabases zu den in der Lahn- und Dillgegend vorkommenden Eisenerzen, Manganerzen, Staffelit und

Verbreitung. Phosphate sind in der Lahn- und Dillgegend an folgenden Orten bisher festgestellt:

- a) Hinterlandkreis: Blasbach, Hohensolms, Königsberg, Rodheim, Waldgirmes (und Gambach);
- b) Kreis Wetzlar: Berghausen, Ehringshausen, Garbenheim, Greifenstein, Niedergirmes, Wehrdorf;
- c) Dillkreis: Breitscheid, Erdbach, Langenaubach, Medenbach, Schönbach;
- d) Oberlahnkreis: Ahlbach, Arfurt, Aumenau, Bernsbach, Cubach, Edelsberg, Elkerhausen, Freienfels, Gräveneck, Hasselbach, Heckholzhausen, Mehrenberg, Niedertiefenbach, Obertiefenbach, Offheim, Schadeck, Schupbach, Seelbach, Steeten, Villmar, Weinbach.
- e) Unterlahnkreis: Allendorf, Altendiez, Birlenbach, Katzenelnbogen, Dehr, Diez, Gückingen, Hahnstätten, Heistenbach, Lohrheim, Mudershausen, Netzbach, Oberneisen, Staffel.

Geologische Lagerung: Die Phosphate der Lahn- und Dillgegend finden sich in Klüften und Schlotten von devonischem Stringocephalenkalk und Dolomit, innerhalb von Schalstein, oder im Hangenden von Stringocephalenkalk und überlagert von diluvialen und tertiären Bildungen, von Diabas, Cypridinen- und Kieselschiefer, Felsitporphyr, Basalt oder Palagonitgesteinen. Im folgenden mögen einige Vorkommen als Beispiele erläutert werden.

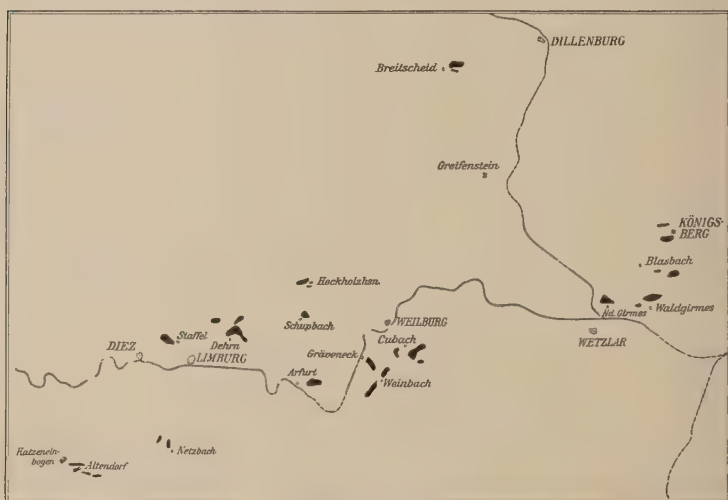
Bei Medenbach werden Stringocephalengkalk von zersetzten Schalsteinen überlagert. Zwischen beiden Gesteinen liegt dichter bräunlichgelber oder weißgrauer Phosphorit. Der Phosphatgehalt beträgt 60,36 Prozent (im „Stückstein“, der einer weiteren Aufbereitung nicht bedarf). Die stockförmige Lagerstätte ist durchschnittlich ca. 1,20 m mächtig.

Bei Königsberg tritt Phosphorit in Klüften und Schlotten eines an Korallen reichen Stringocephalenkalkes sowie nesterförmig zwischen dolomitischen Ton auf. Der in den Höhlungen des Kalkes vorkommende Phosphorit hat die Form kleiner Gerölle (wie Bohnerz) und ist von dem

zu den daselbst auftretenden dolomitischen Kalken und Dolomiten. Verh. k. k. geol. RA. 1869. S. 236—239. — Chr. Müller, Phosphoritbergbau in Nassau. Z. f. p. G. 1895. S. 205 ff. — Siehe auch Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preußen, Blatt Kettenbach S. 24, Lieferung 31, Berlin 1886, Blatt Limburg S. 47; Lieferung 41, Berlin 1891, Blatt Hadamar S. 26, Blatt Mengerskirchen S. 16, Lieferung 101, Berlin 1907, Blatt Herborn S. 51. — X. Stainier, Bibliographie générale des gisements de phosphates (2^e édition). Annales des mines de Belgique. 1902. S. 79 ff. Enthält 114 Literaturangaben über Phosphate Deutschlands. — Ferner briefl. Mitteilung von Herrn Privatdozenten Dr. A. Schwantke-Marburg an den Verf., Juni 1910.

unterlagernden Kalkstein durch einen Tonstreifen getrennt. Reicher ist der im Ton auftretende Phosphorit (67,17 Prozent Tricalciumphosphat im „Stückstein“). Dieser Ton liegt unter dem Kalkstein und wird im Liegenden von Diabasschiefer begrenzt.

Das Phosphoritvorkommen im Distrikt Scheppmäulchen bei Waldgirmes kann als ein ziemlich regelmäßiges, aber nicht sehr ausgedehntes Lager bezeichnet werden. Es ist 90—120 cm mächtig, hat im Liegenden grauen Ton (60—90 cm), dann Stringocephalenkalk und im Hangenden



Maßstab 1 : 500 000.

Figur 72.

Die Phosphatvorkommen (schwarz) der Lahn- und Dillgegend. (Nach C. A. Stein.)

ebenfalls 1,20 m grauen Ton, der von tertiärem roten Ton (1,50 m) überlagert wird. Der Phosphorit ist fleischrot, schwärzlichgrün oder weißgrau gefärbt. Manche Stücke haben sehr schöne Mangandendriten, und zwar nicht nur auf Absonderungsflächen, sondern auch in der Masse selbst. Im Distrikt Rothläufchen bei Waldgirmes lagert der Phosphorit in Klüften und Schlotten des Stringocephalenkalkes. Er ist oft grün, rot und weiß gebändert. Sein Phosphatgehalt im „Stückstein“ beträgt 72,05 Prozent, im „Waschstein“ 64,24 Prozent.

Bei Arfurt bildet das Liegende des Phosphorites Schalstein, welcher seinerseits von Stringocephalenkalk unterlagert wird. Das Hangende ist Sand und Kies, teilweise auch zersetzter Schalstein.

Bei Heckholzhausen tritt unter Kies, Sand und Schalstein eine flache 150—180 cm mächtige Phosphoritlagerstätte auf, welche von dolomitischen Sanden (ca. 45 cm) und dann von Stringocephalenkalk unterlagert wird. Der Phosphorit ist teils plattenförmig, teils breccienartig. In letzterem Falle enthält er Einschlüsse von Braunstein, Wad, Psilomelan und Brauneisenstein, sowie manchmal Krusten von wasserhellem Staffelit. Sein Gehalt ist 62 Prozent Tricalciumphosphat.

Bei Obertiefenbach bildet der Phosphorit kleine Gänge und Schnüre im Palagonittuff. Das Vorkommen ist nicht abbauwürdig. Umwandlungspseudomorphosen von Phosphorit nach Calcit kommen vor.

Bei Ahlbach wird ein ca. 2,40 m mächtiges Phosphoritlager von Ton und zersetztem Schalstein bedeckt. Der bräunlichgelbe Phosphorit tritt geröllartig auf und wird unterlagert von 2,10 m Schalstein, worauf im Liegenden nochmals ein 60 bis 90 cm mächtiges Phosphoritlager folgt, welches aber schwarzgrau gefärbt ist und zahllose Poren, Zellen und Staffelitinkrustationen besitzt. Das Liegende dieses zweiten Lagers ist wiederum Schalstein (45 cm), worauf massiger Stringocephalenkalk folgt. (Fig. 73.)

Bei Offheim liegt ein Phosphoritlager im Schalstein, der von Stringocephalenkalk wieder unterlagert wird. Der Phosphorit zeigt vielfach Breccienstruktur und enthält Bruchstücke von Schalstein. Der Phosphatgehalt im „Stückstein“ beträgt 62,28 Prozent. Als Seltenheit findet man Apatitkristalle.

Bei Dehrn liegt ein mächtiges Phosphoritlager zwischen Schalstein und Stringocephalenkalk. Traubenförmige Inkrustationen von Staffelit kommen vor, ebenso radialfaseriger Wavellit ($\text{HOAl}_3\text{P}_2\text{O}_8 + 5\text{H}_2\text{O}$) und selten Apatit. Manche Partien sind mit kristallisiertem Pyrolusit oder mit Brauneisenerz überkleidet. Der „Stückstein“ enthält 72,69—74,39 Prozent Tricalciumphosphat.

Die Phosphoritvorkommen von Staffel werden von Tonen und Schalsteinresten überlagert und von Stringocephalenkalen unterlagert, von letzteren nur durch eine schmale Schicht dolomitischen Sandes getrennt. Im östlichen Felde ist der Phosphorit wenig mächtig und enthält im Liegenden bisweilen noch ein Braunsteinlager, von welchem er nur durch



Figur 73.

Profil durch das Phosphoritvorkommen von Ahlbach. (Nach Stein.)

Weiß = Stringocephalenkalkstein.

Schwarz = Phosphorit.

Punktiert = Schalstein, mehr oder weniger zersetzt.

ein dünnes Tonband getrennt ist. Im Westen ist die Lagerstätte im Durchschnitt 1,20 m mächtig. Der petrographische Habitus des ganzen Vorkommens ist meist dicht und fest. An einzelnen Stellen sind aber zwischen festen Phosphoritwänden geröllartige lockere Phosphorite abgelagert, welche mit grün durchscheinendem Staffelit inkrustiert sind. Verschieden von den eben beschriebenen Ablagerungen ist das Vorkommen vom Dexertgraben bei Staffel. Gelblichgrauer Phosphorit findet sich hier stockförmig zwischen Stringocephalenkalk und Schalstein. Die 1,80 bis 4 m mächtige Lagerstätte enthält im Durchschnitt 76,77 Prozent Tricalciumphosphat.

Die Lagerstätten von Cubach besitzen im Westen eine Mächtigkeit von 1,80—3,60 m, im Osten eine solche von 6 m. Sie werden überlagert von zersetzten Schalsteinen (1,80 m). Das Liegende bildet Stringocephalenkalk, bisweilen (im Osten) auch eine noch darüber lagernde Brauneisensteinschicht (30 cm). In dem Phosphorit finden sich Korallenreste, die aber selbst phosphorarm sind. Der Durchschnittsgehalt der reinen Varietäten beträgt 62,81 Prozent Tricalciumphosphat.

Der braungelbe Phosphorit von Gräveneck ist im Distrikt Allersboden 11,80 m mächtig, wird von Schalstein bedeckt und von einer dünnen Schalsteinlage unterlagert, die selbst auf Stringocephalenkalk auflagert. Eigentümlich sind in dieser Ablagerung ganz dünne Bleche oder Tafeln von dunkelbraunem Phosphorit. Im Distrikt Allersboden 2 bildet der Phosphorit außer einem 75 cm mächtigen Lager auch noch Spaltenausfüllungen im liegenden Stringocephalenkalk. Der Phosphatgehalt in beiden Distrikten beträgt 67,85 Prozent. Im Distrikt Essersau liegt unter Schalsteinton ein 1,80—6 m mächtiges und besonders regelmäßiges Phosphoritlager, das von Stringocephalenkalk wieder unterlagert wird. Über diesem Kalke finden sich stellenweise noch Nester (ca. 90 cm) von Roteisenstein, die durch 2 m Schalstein vom Kalksteine getrennt sind. Der Phosphatgehalt dieser Lagerstätte beträgt 61,82 bis 73,32 Prozent. Staffelitinkrustationen und gelegentlich auch Apatitkristalle kommen vor.

Das Vorkommen von Elkerhausen lagert in zwei Mulden zwischen Stringocephalenkalk und Schalstein. Es ist bis 6 m mächtig. Der dichte Phosphorit bildet eine Breccie mit scharfeckigen Einschlüssen von Schalstein. Weißstrahlige Wavellitpartien überkrusten öfters den Phosphorit. Der Phosphatgehalt im „Stückstein“ beträgt 77,51 Prozent. In der Nähe (bei Heilberg) enthalten Lyditschichten bandförmige Phosphoritstreifen. Dieselben besitzen aber keine technische Bedeutung. Die Lyditschichten sind Cypridinenschiefern zwischengelagert. (Fig. 74.)

Im Distrikt Gebrandten bei Allendorf liegen unter zu Ton umgewandeltem Schalstein, unter wenig mächtigem roten Cypridinschiefer und unter einem 4 m mächtigen Kiesel-schiefer (Lydit) Phosphorite, die selbst ein 0,30—1,80 m mächtiges Brauneisensteinlager überdecken. Die Grenze zwischen beiden Lagern ist scharf oder verwischt. In letzterem Falle waren beide Mineralien unabbauwürdig. Als Inkrustation des Phosphorites findet man bisweilen Grüneisenerz (=Kraurit, ein dunkelgrünes, traubiges Eisenoxydphosphat). Im Distrikt Harzlöffel lagert unter 4 bis 6 m zersetztem Schalstein ein 1,20—4,50 m mächtiges Roteisensteinlager, das seinerseits wieder von einem Phosphoritlager (0,15—0,45 m) unterlagert wird. In südlicher Richtung neigt sich das Lager bis unter 35°. Während der Roteisenstein unter diesem Einfallwinkel so ziemlich seine gleiche Mächtigkeit beibehält, schwillt das Phosphoritlager bei diesem Einfallen bis zu 4 m an. Das Liegende des Phosphorites ist dolomitischer



Figur 74.

Schematisches Profil des Phosphatvorkommens von Elkerhausen. (Nach Stein.)

Weiß = Stringocephalenkalk.

Schwarz = Phosphorit.

Punktiert = Zersetzter Schalstein.

Ton, dann Stringocephalenkalk. In den Distrikten Weinschrank und Gelberberg tritt Phosphorit in kleineren Nestern über einem Brauneisensteinlager auf, welches von Stringocephalenkalk unter- und von Schalstein überlagert wird. — Im Distrikt Michelskante wird Kalkstein von einem bis 1,50 m mächtigen Brauneisensteinlager überdeckt, das seinerseits wieder von ca. 90 cm wenig zersetztem Schalstein überlagert wird. Im Hangenden dieses zersetzten Schalsteines findet sich nesterförmig Phosphorit (bis 75 cm mächtig), der von stärker zersetztem Schalstein (6 m) mit 10 Prozent P_2O_5 bedeckt wird, worauf nochmals Phosphorit (30 bis 120 cm) und dann nochmals zersetzter Schalstein (9 m) folgt. — Alle diese Phosphate von Allendorf zeigen vielfach eine achatartige Bänderung. Ihr Gehalt ist wechselnd. Im „Stückstein“ 65—77,51 Prozent, im „Waschstein“ 60—62,50 Prozent.

Bei Katzenelnbogen wird im Distrikt Mühlfeld und Eisenkaute ein steil einfallendes 5,40 m mächtiges Phosphoritlager im Hangenden

von Quarzporphyr und im Liegenden von 30—210 cm dolomitischem Ton begrenzt, worauf im noch tieferen Liegenden 60—90 cm Brauneisenstein und dann Stringocephalenkalk folgt. Der Phosphorit keilt nach der Tiefe zu aus. Er enthält 60—70 Prozent Tricalciumphosphat.

Mineralogische Notizen: Struktur und Farbe des Phosphorites der Lahn- und Dillgegend ist sehr verschieden. Seiner Struktur nach ist er dicht, zellig, porös, breccienartig oder erdig. Bisweilen bildet er schalenförmige oder dünnplattige Stücke (Bleche), bisweilen auch traubige, stalaktitische oder nierenförmige Aggregate oder Überzüge. Die Breccienstruktur ist neben der dichten bei weitem die häufigste. Bruchstücke von Schalstein, Quarz, Eisenkiesel, Kalkstein und Dolomit sowie von Pyrolusit und Brauneisenerz sind bei diesen brecciösen Stücken in einer Grundmasse von Phosphorit eingebettet.

Die häufigsten Farben des Phosphorites sind gelbbraun und grau. Durch geringe Beimengung von Eisen- und Manganverbindungen entstehen noch zahlreiche andere Färbungen. Bunte Anlauffarben auf dichtem Phosphorit sind auf einen dünnen Überzug von Eisen- und Manganoxyd zurückzuführen. Grünlichgelbe Phosphoreszenz zeigen beim Erhitzen vor allem die weißen erdigen Varietäten, eine gelbe Phosphoreszenz die dichten, lederbraunen Stücke.

Die genaue Zusammensetzung des Phosphorites ist aus folgenden Analysen ersichtlich:

	I	II	III
Kalk (CaO)	45,79 Proz.	47,31 Proz.	42,31 Proz.
Magnesia (MgO)	0,16 "	0,12 "	0,23 "
Kali (K ₂ O)	0,58 "	0,66 "	1,26 "
Natron (Na ₂ O)	0,42 "	0,52 "	0,09 "
Eisenoxyd (Fe ₂ O ₃)	6,42 "	3,77 "	8,22 "
Tonerde (Al ₂ O ₃)	1,08 "	1,67 "	2,23 "
Phosphorsäure (P ₂ O ₅)	34,48 "	33,84 "	30,63 "
Schwefelsäure (SO ₃)	— "	— "	1,07 "
Kohlensäure (CO ₂)	1,51 "	2,75 "	2,78 "
Kieselsäure (SiO ₂)	4,83 "	5,04 "	6,61 "
Fluor (F)	3,45 "	2,11 "	3,74 "
Wasser (H ₂ O)	2,45 "	2,74 "	3,00 "

Summa 101,17 Proz. 100,53 Proz. 102,17 Proz.

Für 1 Äq. Fluor ab

1 Äq. Sauerstoff	1,45 Proz.	0,84 Proz.	1,57 Proz.
----------------------------	------------	------------	------------

Summa 99,72 Proz. 99,69 Proz. 100,60 Proz.

I =	Phosphorit von Staffel, Analytiker:	Forster-Wiesbaden.
II =	„ „ „ „	Fresenius-Wiesbaden.
III =	„ aus Nassau, „	W. Wicke-Göttingen.

In Analyse I waren Spuren von Mangan, Jod und Chlor, in Analyse III solche von Mangan, Blei, Kupfer, Chlor.

Als Staffelit bezeichnen Sandberger und Stein die weiß und grünlich gefärbten, durchscheinenden Überzüge von Kalkphosphat, die auch Wasser, kohlensauen Kalk und Jod enthalten. Kosmann hält den Staffelit für verunreinigten Apatit, Fresenius für ein Umwandlungsprodukt. Die chemische Untersuchung dieses Staffelites ergab nach Petersen an aus-
gesuchten Stücken folgende Resultate. (Spez. Gewicht=2,93.)

In verdünnter Salpetersäure löslicher Rückstand

(Toniger Eisenstein und etwas Kieselerde) 1,05 Proz.

Eisenoxyd nebst wenig Tonerde	0,61	„
Kalk	53,30	„
Magnesia	0,19	„
Kali	0,14	„
Natron	0,31	„
Phosphorsäure	36,78	„
Fluor	2,46	„
Chlor und Jod	0,03	„
Kohlensäure	4,25	„
Wasser	1,65	„

100,77 Proz.

Zudem sind in dem grün durchschimmernden Staffelit geringe Spuren von Chrom nachgewiesen, worauf seine grüne Farbe zurückzuführen ist. Der Chromgehalt entstammt den Schalsteinen.

Von sonstigen Mineralien, die mit Phosphorit zusammen auftreten, ist Apatit zu nennen, der sich stellenweise in Spalten und Drusen des Phosphorites findet, ferner Wavellit, Grüneisenstein, Calcit und, bisweilen von Phosphorit eingeschlossen, Wollastonit, zudem Jaspis, Chalcedon, Steinmark, Brauneisenstein, Pyrolusit und Wad.

Was die **Entstehung** dieser Phosphoritlager anbelangt, so ist dieselbe noch nicht ganz geklärt. Es scheint aber, daß sie ihre Bildung vor allem einer Auslaugung des Schalsteines verdanken, der nach Stein 1 bis 6 Prozent P_2O_5 enthält, während im reinen Stringocephalenkalk nur ganz minimale Mengen von Phosphorsäure vorhanden sind. Beim Absatz der Phosphorite wurde dann oft Kalkstein metasomatisch verdrängt, worauf

in Phosphorit umgewandelte Korallen und Pseudomorphosen nach Kalkspatkristallen hinweisen. Es sei hier auch an die Manganeisenerze erinnert, die in ganz ähnlicher Weise den Stringocephalenkalk der Lahn- und Dillgegend begleiten. (Siehe Kapitel: „Die Entstehung der Phosphatlagerstätten.“)

Die ersten wichtigen Phosphoritfunde in der Lahn- und Dillgegend wurden im Sommer 1864 durch V. Meyer bei Staffel gemacht. In den nächsten Jahren folgten zahlreiche neue Funde. Im Jahre 1869 betrug die Förderung im Unter- und Oberlahnkreis 33 400 Tonnen, im Jahre 1884 54 000 Tonnen im Werte von 1,5 Millionen Mark. Im Jahre 1894 betrug die Produktion nur noch 2340 Tonnen. Durch die Konkurrenz ausländischer Phosphate und der Thomasschlacke sowie auch durch die Erschöpfung einzelner Lager kam die Industrie zum Erliegen.

2. Die Phosphatlager des Herzogtums Braunschweig.

Die Phosphatlagerstätten des Herzogtums Braunschweig¹⁾ wurden früher durch mehrere kleine Gruben abgebaut. Heute haben sie nur noch historisches Interesse. In der Literatur sind sie von H. Vater und H. B. Geinitz beschrieben.

Orographisch und geologisch gehören diese Phosphatlager zwei getrennten Gebieten an. Diejenigen von Schlewecke und Harlingerode bei Harzburg liegen am Nordabhange des Harzes und sind den dortigen Kreideschichten eingelagert. Die Vorkommen von Helmstedt, Runstedt und Büddenstedt dagegen liegen ca. 45 km nordöstlich von den erstgenannten Orten in den Deckschichten der Helmstedter Braunkohlenmulde.

a) Die Phosphoritlager von Harzburg zeigen bei steiler überkippter Lagerung folgendes Profil:

1. Senone Mergel.
2. Senone Kalkkonglomerate.
3. Phosphoritflöz I, 20 cm mächtig.
4. Phosphoritflöz II, 50 cm mächtig.

¹⁾ v. Koenen, Phosphorite der Magdeburger Gegend. Sitzungsberichte der Ges. zur Bef. sämtl. Naturwissensch. zu Marburg. Nr. 10. Neues Jahrbuch für Min. 1873. S. 660. — H. B. Geinitz, Die sogenannten Koprolithlager von Helmstedt, Büddenstedt und Schlewecke bei Harzburg. Abh. der Ges. Isis in Dresden. 1883. S. 3, 37 und 105 ff. — H. Vater, Die fossilen Hölzer der Phosphoritlager des Herzogtums Braunschweig. Zeitschr. d. D. g. Ges. 1884. S. 783. — H. Vater, Das Alter der Phosphoritlager der Helmstedter Mulde. Zeitschr. d. D. g. Ges. 1897. S. 628.

5. Turoner oder cenomaner Pläner und Flammenmergel, 28 m.
6. Glaukonitischer Sandstein, 1 m.
7. Phosphoritflöz III, 15 cm mächtig.
8. Grauer Ton mit kalkigen Konkretionen.
9. Lockerer Sandstein, 5 cm mächtig.
10. Phosphoritflöz IV, 15 cm mächtig.
11. Lockerer Sandstein.

Die Flöze I und II bestehen aus ca. 30 Prozent Phosphoritknollen, die in einer sandigen Grundmasse eingebettet sind. Die Quarzkörner dieser Grundmasse sind durch kohlen sauren und phosphorsauren Kalk verkittet.

Die Phosphoritknollen (sogenannte „Koprolithen“¹⁾) sind Konkretionen von 5—10 cm Länge und 3—6 cm Dicke, mit narbiger, unregelmäßiger Oberfläche und dunklem, zum Teil firnisglänzendem Überzug. Sie bestehen aus 35 Prozent glaukonitischem Sand, welcher in ein inniges Gemenge von ca. 28 Prozent phosphorsauren und ca. 11 Prozent kohlen sauren Kalk sowie von Eisenoxyden eingelagert erscheint. Zudem enthalten sie 1,5 Prozent Schwefelsäure, etwas Ton und geringe Mengen organischer Substanz. Je kleiner die Knollen sind, desto sandärmer und phosphoritreicher sind sie. Außer diesen Phosphoritknollen finden sich in den Lagern auch noch unabbauwürdige andere Konkretionen, die aus tonigem Braunstein oder verkittetem Sand bestehen. Das Flöz II war das beste und zugleich das fossilreichste. Flöz III und IV wurden nicht abgebaut. —

Im Gaultton des Kahnsteins bei Langelsheim, 6 km nordwestlich von Goslar, hat man ebenfalls versucht, Phosphoritknollen abzubauen. —

Ferner hat man im Senon von Zilly, 5 km nördöstlich von Wasserleben und 16 km nordwestlich von Halberstadt, Phosphorite gefördert. Über Cenoman und Turon folgen hier graublaue sandige Mergel und darüber phosphorithaltige Sandsteine, Konglomerate, Mergel und Tone der Stufe des Ammonites Margae. Die Mächtigkeit des Phosphoritlagers beträgt an der Trift bei Zilly 3 m. Es besteht hier aus einem Konglomerat von Phosphoritgeröllen und glaukonitisch-sandigem Bindemittel, welches von Sandsteinen unterlagert und von glaukonitischen Sandsteinen überlagert wird. Westlich von der Trift findet man an Stelle des Konglomerates festen Sandstein (2—4 m) mit Phosphoritgeröllen, der von 2—3 m mächtigen Letten, Mergeln und Tonen, ebenfalls mit Phosphoritgeröllen überlagert wird.

¹⁾ Koprolithen sind in diesem Lager bisher noch nicht gefunden. Die eingeführte Bezeichnung ist daher zu verwerfen.

Analysen von waschechten Zillyer Phosphoriten ergaben (angeführt von L. Schuchet, Über Phosphate, Leipzig 1900, S. 11):

	I	II	III
H ₂ O	6,20 Proz.	5,64 Proz.	7,20 Proz.
P ₂ O ₅	20,86 "	18,28 "	16,92 "
Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	2,63 "	2,38 "	1,27 "
SiO ₂	35,08 "	39,16 "	49,80 "
CaCO ₃	6,11 "	8,21 "	2,89 "
CaF ₂	3,20 "	3,17 "	1,60 "
Organische Substanz, Alkalien usw.	1,25 "	1,53 "	0,30 "

b) Die Phosphoritlager der Helmstedter Mulde gehören dem Unteroligocän an. Bedeckt werden sie von diluvialen Tonen und Kiesen, welch letztere auch Phosphoritgerölle führen können. Das stellenweise 50 cm mächtige Flöz lagert in nahezu horizontalen Grünsanden und spaltet sich in zwei übereinander liegende, durch glaukonitische Sande getrennte Schichten. Die zahlreichen Fossilien, welche das Flöz enthält, entstammen der Kreide oder dem Tertiär und finden sich alle, wie aus ihrer Abrollung ersichtlich, auf sekundärer Lagerstätte. Größe und Aussehen der Phosphoritknollen ist dem der Harzburger Vorkommen ähnlich. Ihr Gehalt beträgt 36,33 Prozent Tricalciumphosphat. Betreffs der Entstehung kann man auf Grund eingehender, zum Teil mikroskopischer Untersuchungen (von Vater) schließen, daß die Phosphoritknollen von Helmstedt größtenteils mechanisch eingeschwemmt sind, sich teils aber auch erst nach Ablagerung der Sande in letzteren gebildet haben. Die mit dem Phosphorit zusammen vorkommenden Holzreste sind nach ihrem Versteinerungsmaterial zum größten Teile Phosphorithölzer, zum kleineren Teile Kieselhölzer. Letztere besitzen Araukarienstruktur und entstammen wahrscheinlich dem Keuper. Die Phosphorithölzer ähneln äußerlich denen von Harzburg. Sie zeigen infolge eines Transportes Spuren der Abrollung. Sie sind wahrscheinlich aus senonen Lagerstätten herausgeschwemmt und sekundär in unteroligocänen Schichten wieder abgesetzt. Unter den Hölzern befinden sich zahlreiche Nadelhölzer, Laubhölzer und auch Vertreter der Monokotylen.

Eine chemische Analyse der Helmstedter Phosphorite ergab:

	I	II	III
H ₂ O und organische Substanzen . .	7,4 Proz.	5,78 Proz.	5,35 Proz.
P ₂ O ₅	25,7 "	19,21 "	12,52 "
CaO	30,2 "	28,73 "	21,73 "
Fe ₂ O ₃	7,1 "	2,07 "	} 16,95 "
Al ₂ O ₃	6,5 "	1,32 "	

	I	II	III
SO ₃	2,1 Proz.	1,05 Proz.	1,44 Proz.
CO ₂	3,8 „	4,30 „	4,94 „
Unlösliches	13,0 „	—	34,30 „

I von Hosaeus, II angeführt von Schuchert, III von Nord.

3. Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns.

Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns wurden ausführlich von H. Credner¹⁾ beschrieben. Eine ökonomische Bedeutung kommt ihnen nicht zu. Ihre Gestalt ist kugelig, ellipsoidisch, brotlaibartig, doppelkeulig, spindel- oder wurmförmig. Sie besitzen einen feinkörnigen, sandsteinartigen Habitus und eine rauhe, oben ebene Oberfläche. Ihre Farbe ist außen grau, innen schwarzgrau.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt ein Aggregat von Quarzkörnern, die durch ein gelblich-braunes Phosphorit-Zement verkittet werden. Organische Substanz ist in schwarzen Punkten zwischendurch verbreitet. Das phosphoritische Bindemittel zeigt häufig eine sehr zierliche Lagenstruktur. In winzigen Hohlräumen bildet der Phosphorit nierenförmige Wölbungen.

Die chemische Analyse der Knollen ergab 21,86 Prozent P₂O₅. Fluor wurde nur in ganz geringen Spuren nachgewiesen. Das Zement ist nach der Analyse ein Gemenge von Calciumphosphat mit etwas Eisenphosphat und zum Teil Aluminiumphosphat nebst etwa 20 Prozent Calciumkarbonat.

Jede der Phosphoritknollen umschließt organische Reste. Am häufigsten sind verschiedene Conchylien (vor allem Pectunculus Philippi Desh.), dann aber auch Reste von Fischen. Die Gestalt der eingeschlossenen Fossilien ist für die Gestalt der Knolle von ausschlaggebender Bedeutung.

Die Entstehung der Knollen denkt sich Credner in folgender Weise: Bei Verwesung der abgestorbenen marinen Tierwelt bildete sich Ammoniak und Kohlensäure. Durch Einwirkung dieses Ammoniumkarbonates auf die mehr oder weniger verkalkten Skelette der Fische entstand Ammoniumphosphat und Calciumkarbonat.

4. Die Phosphoritknollen im Obersilur des Vogtlandes.

Im Obersilur des Vogtlandes sind Phosphoritknollen weit verbreitet. Dieselben haben keine ökonomische Bedeutung. Da sie aber wissenschaft-

¹⁾ H. Credner, Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns und die norddeutschen Phosphoritzone. Abh. d. math.-phys. Classe der Kgl. sächs. Gesellschaft der Wissenschaften. XXII. Bd. Leipzig 1895.

lich von L. Kruft¹⁾ genau beschrieben sind, so mögen sie aus allgemein geologischen und besonders aus genetischen Gründen kurz besprochen werden.

Die Gestalt der Phosphoritknollen des obersilurischen Alaunschiefers im Vogtland ist die eines Ellipsoides, einer Kugel oder eines plattgedrückten Brotlaibes. Ihre Größe ist sehr verschieden. Gewöhnlich ist der Durchmesser der Kugeln 2—6 cm, der der Ellipsoide 3—10 cm in der Richtung ihrer größten Achse. Ihre Oberfläche ist glatt und scharf begrenzt. Bei Verwitterung werden die Knollen eckig. Die Farbe des frischen Bruches einer Knolle ist vollkommen schwarz, bei Verwitterung grau. Mehrere platte Phosphoritknollen können zu einer Platte verwachsen und so schließlich ein Nierenflöz von 1—4 cm Dicke bilden.

Im frischen Zustande sind die Kolben äußerst zäh und fest. Unter dem Mikroskope zeigen sie ein Gewebe girlandenartiger Züge, die sich spongiös nach allen Seiten hin ausdehnen und in einzelnen keulenförmigen Protuberanzen enden. Im Querschnitt zeigen diese Züge kreisrunde Umrisse und eine ausgezeichnete konzentrische Struktur mit gleichzeitig zartstrahliger Radiärstruktur. Als Kern dieser Mikrokonkretionen zeigt sich bisweilen ein kleines Quarzkorn, das dann vom kohlensauen Kalk allseitig umschlossen ist. In Längsschnitten erscheinen die kleinen Phosphatstrahlen als gebänderte Schläuche, und die im Querschnitt beobachtete zartstrahlige Radiärstruktur erscheint jetzt bilateralsymmetrisch. Der dunkel färbende Bestandteil der Knollen besteht aus feinstem Staube kohliger Substanzen. Kleinere Hohlräume, die sich nur mikroskopisch beobachten lassen, sind meist ausgefüllt mit vollkommen wasserklarer Kieselsäure. Pyrit und Chlorit sind als einzige akzessorische Beimengungen bisweilen beobachtet.

Organische Reste sind im Innern der Knollen meist eingeschlossen. Dieselben bestimmen auch oft die Gestalt der Knolle (z. B. *Orthoceras*). Die Kalkschale der eingeschlossenen Fossilien ist hierbei auch stets in Phosphorit umgewandelt.

Chemisch bestehen die obersilurischen Phosphoritknollen des Vogtlandes zu 10—16 Prozent aus einem unlöslichen Teil, meist aus Kieselsäure und etwas kohliger Substanz; zu 84—90 Prozent aus einem löslichen Teil, vor allem aus den Phosphaten des Calcium, Aluminium und Eisen, ferner aus etwas Calciumkarbonat und Spuren von Kalium, Natrium, selten Fluor und Spuren von Jod.

¹⁾ L. Kruft, Die Phosphoritführung des vogtländischen Obersilur und die Verbreitung des Phosphorits im Altpalaeozoikum Europas. N. Jahrb. f. Min., Geol. Pal. u. XV. Beil. Bd. 1902. S. 1—65.

Eine von L. Kruft angeführte Analyse des Phosphorites von Pöhl ergab:

SiO ₂	9,73 Proz.
C	0,54 „
H ₂ O	5,56 „
CO ₂	2,18 „
CaO	39,08 „
P ₂ O ₅	37,45 „
(Al, Fe) ₂ O ₃	6,11 „
Cl, Na, J, F	Spuren

Summa 100,65 Proz.

Hieraus berechnet sich:

SiO ₂	9,73 Proz.
C	0,54 „
H ₂ O	5,56 „
CaCO ₃	4,16 „
Ca ₃ (PO ₄) ₂	68,46 „
(Al, Fe)PO ₄	12,20 „

Summa 100,65 Proz.

Die Verbandsverhältnisse dieser Knollen mit dem Nebengestein sind folgende. In den sporadisch auftretenden harten Kieselschiefern liegen die Knollen auf der Trennungsfläche zweier Platten, in die sie sich nach oben und unten einwölben. In den äußerst dünnschichtigen und weichen Alaunschiefern schmiegen sich aber die feinsten Lamellen des Gesteins eng an die Knollen an, wodurch eine Art Augenstruktur entsteht. Dieselbe ist vor allem auf spätere Druckwirkung der überlagernden Sedimente zurückzuführen.

Wie die Phosphatknollen einen großen, so enthalten die sie begleitenden Sedimente einen geringen Phosphorsäuregehalt, jedoch bezeichnenderweise nur dort, wo die Knollen fehlen. Nach Kruft stammt dieser ganze Phosphatgehalt von den Lebewesen des Silurmeeres, vor allem aus den Panzern der damaligen Vertreter der Crustaceen, der Trilobiten.

Die Bildung der Phosphoritknollen begann mit der Phosphatisierung der in denselben jetzt noch enthaltenen Tierreste.

5. Sonstige Phosphatvorkommen Deutschlands.

Von sonstigen Phosphatvorkommen Deutschlands ist nur noch kurz folgendes zu erwähnen:

Bei Herzkamp, Hiddinghausen und Kirchhörde im Ruhrrevier hat man zusammen mit Kohleneisenstein einen 1—10 cm mächtigen, eisen-

haltigen Schiefertone mit 12—30 Prozent Phosphorsäure abzubauen versucht, jedoch ohne Erfolg. Phosphoritknollen im cenomanen Grünsand sind aus derselben Gegend bekannt. —

Bei Amberg in der Oberpfalz findet sich Phosphorit in mächtigen, aber nicht aushaltenden Massen über dem dortigen Eisenerz. —

Bei Darmstadt hat man am Roßberg bei Oberramstadt früher in geringer Menge Phosphate gefördert. Dieselben traten hier mit 31,84—36,82 Prozent P_2O_5 als weißer oder rötlicher Chlorapatit im Nephelinbasalt auf. Die Förderung betrug nach Schucht nur etwa zwei Waggon im Jahre. —

In Norddeutschland¹⁾ sind Phosphorite sehr zahlreich vertreten. Eine ökonomische Bedeutung kommt allen norddeutschen Funden heute nicht zu. Nach H. Credner kann man hier vor allem zwei Zonen unterscheiden. Die eine findet sich am Südufer der Ostsee, es ist dies die sogenannte baltische Zone; die andere liegt nördlich des Harzes, es ist dies die subhercynische Zone. In beiden Gebieten treten die Phosphorite in mesozoischen und känozoischen Formationen auf.

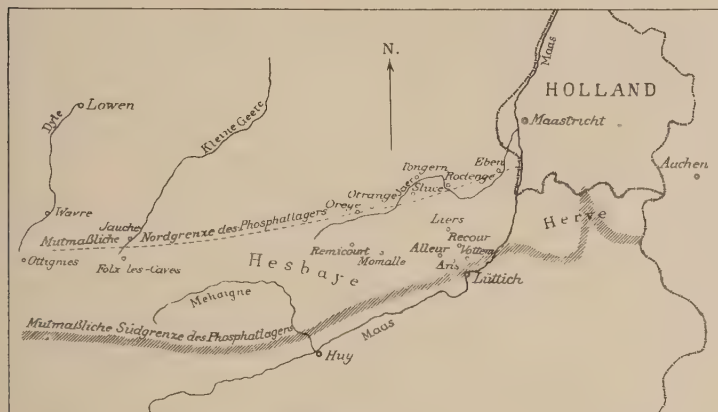
1. Die baltische Phosphoritzone. Jurassische Phosphorite finden sich in diesem Gebiete auf der Insel Wollin, wo im dortigen unteren Dogger (Stufe *Harpoceras Murchisonae*) abgerollte Phosphoritknollen vorkommen. Kretaceische Phosphorite fanden sich im Gault (Minimuston) bei Greifswald, im Cenoman an zahlreichen Stellen von Ostpreußen, Westpreußen und Mecklenburg, im Turon auf Wollin; im Senon in Mecklenburg, Schleswig-Holstein, Ost- und Westpreußen. Tertiäre Phosphorite kennt man im Unteroligocän in Ost- und Westpreußen, in Pommern und Brandenburg; im Diluvium an zahlreichen Stellen desselben Gebietes, ebenso auch im Alluvium.

2. Die subhercynische Phosphoritzone. Jurassische Phosphorite findet man in diesem Gebiete im Lias bei Harzburg und im unteren Dogger bei Salzgitter. Kretaceische Phosphate lagern im Hils bei Salzgitter-Dörnten-Ohley; im Gault bei Ohley, Langelsheim bei Goslar, Harzburg und Gliesmarode bei Braunschweig; im Cenoman an der Bahnlinie Halberstadt—Blankenburg; im Senon bei Zilly, Harzburg und Ocker. Tertiäre Phosphoritvorkommen liegen im Unteroligocän bei Magdeburg—Helmstedt, im Mitteloligocän bei Bensdorf, Altenhausen und Kuhlager (20 km nordwestlich Magdeburg).

¹⁾ H. Credner, Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns und die norddeutschen Phosphoritzoneen. Abh. d. math.-phys. Classe der Kgl. sächs. Gesellschaft. d. Wissenschaften. XXII. Bd. Leipzig 1895. Enthält zahlreiche Literaturangaben.

Die Phosphatlagerstätten Belgiens¹⁾.

Über die Phosphatlagerstätten Belgiens berichtet uns ausführlicher O. Tietze in der Zeitschrift für Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preußischen Staate. Ihm sind die folgenden Mitteilungen größtenteils entnommen.



Maßstab 1 : 1034463.

Figur 75.

Die Phosphatlager der Hesbaye. (Nach O. Tietze.)

I. Die Phosphate in der Hesbaye.

In der Hesbaye liegen die Phosphate in der obersten Kreide, und zwar zwischen oberstem Senon (Kreide von Spiennes) im Liegenden und Maastrichter Stufe im Hangenden. (Fig. 75.) Das allgemeine Profil ist von oben nach unten:

1) Cornet, On the upper cretaceous series and the phosphatic beds in the neighbourhood of Mons. Quart. Journ. Geol. Soc. XLII. 1886. 325—340. — J. Cornet, Sur l'époque de l'enrichissement de phosphates de Baudour et l'âge des dépôts qui les recouvrent. A. s. géol. de Belgique. T. XXVII. 1900. S. 95. — J. Cornet, Étude géologique des gisements de phosphate de chaux de Baudour. A. s. géol. de Belgique. T. XXII. 1900. — O. Tietze, Mitteilungen über den Phosphatbau Belgiens. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preußischen Staate. 1908. S. 435 ff. (Enthält Literaturangaben und Mitteilungen über Abbau und Förderung) — X. Stainier, Bibliographie générale des gisements de phosphates (2^e édition). Annales des mines de Belgique 1902. S. 377 ff. (Enthält 60 Literaturangaben über die Phosphate Belgiens.)

Lehm, 1,50—7 m mächtig.

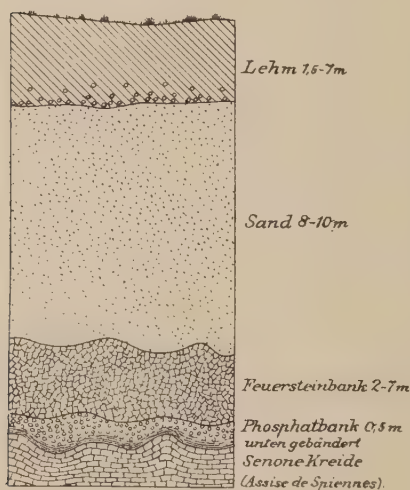
Sand, 8—10 m, weiß und gelb, feinkörnig, oligocän(?).

Feuersteinbank, 2—7 m, kantige Blöcke, verkittet durch Ton und Sand.

Phosphatlager.

Senoner Kreidekalk.

Die Phosphatbank zerfällt in eine reichere obere und in eine ärmere untere Bank. Die obere Abteilung enthält in einer tonigen graugelben



Figur 76.

Allgemeines Profil der Phosphatlager der Hesbaye.
(Nach O. Tietze.)

Masse abgerundete weiche Körner und Knollen von Phosphat (bis zu 30 Prozent der Masse). Diese Knollen waren früher anscheinend kantig und sind wohl erst später abgerundet. Die Mächtigkeit dieses Lagers schwankt zwischen wenigen Centimetern und 0,5 m (Fig. 76).

Der untere Teil des Phosphatlagers ist tonig und zeigt in seiner Struktur parallel der Unterlage eine graue oder weißliche Bänderung. Da die Unterlage sehr uneben ist und viele Höcker und Einsenkungen zeigt, so ist auch die Form der Lagerstätte sehr unregelmäßig. Die Mächtigkeit der ganzen abbauwürdigen Phosphatbank beträgt nur 0,4—0,5 m.

Analysen des Lütticher Phosphates ergaben nach L. Schucht¹⁾:

H ₂ O	0,93 Proz.	0,85 Proz.
Chem. geb. H ₂ O	2,83 "	2,58 "
P ₂ O ₅	27,20 "	25,08 "
CO ₂	3,10 "	3,00 "
SiO ₂ , lösl.	0,80 "	0,75 "
CaO	40,64 "	38,01 "
MgO	0,79 "	0,81 "

¹⁾ „Die Fabrikation des Supérphosphats“, Braunschweig 1903.

$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Mn}_2\text{O}_3$	2,39 Proz.	3,30 Proz.
CaF_2 , CaSO_4 u. a.	5,93 „	4,40 „
Unlösliches	15,34 „	21,27 „

Die Entstehung dieser Lagerstätten erklärt man sich meist durch Konzentration geringer Spuren phosphorsauren Kalkes in Kalksteinschichten, die jünger als oberstes Senon und älter als Maastrichter Kreide sind. Es konnten sich diese Lager deshalb nur dort bilden, wo der überlagernde Maastrichter Kalk zerstört und weggeführt wurde. Die primäre Kalkschicht enthielt nur 1 Prozent phosphorsauren Kalk. Sie führte Bryozoenreste und Koprolithen. Bei der Auflösung der überlagernden Maastrichter Kreide blieben die schwer löslichen Bestandteile, wie phosphorsaurer Kalk, Sand, Ton und Feuersteine zurück, sickerten zusammen und bildeten das jetzige Hangende. An der Grenze zum unterlagernden Kalkstein setzte sich aber phosphorsaurer Kalk und Ton in Form gebänderter Schichten in besonders reichlichem Maße ab.

Schon in den siebziger Jahren des neunzehnten Jahrhunderts (seit 1872) baute man in der senonen Kreide des Hennegau phosphatführende Schichten ab. Im Jahre 1884 fand man in der Hesbaye die ersten Phosphate, deren Abbau im folgenden Jahre begann. Die Förderung erfolgt in kleinen Schächten. Im Jahre 1904 betrug sie 125250 Tonnen. Die besseren Sorten enthalten bis 50 Prozent Tricalciumphosphat. Die schlechteren Sorten werden gemahlen und grün gefärbt; letzteres, um die natürliche grüne Farbe der Ardennenphosphate nachzuahmen.

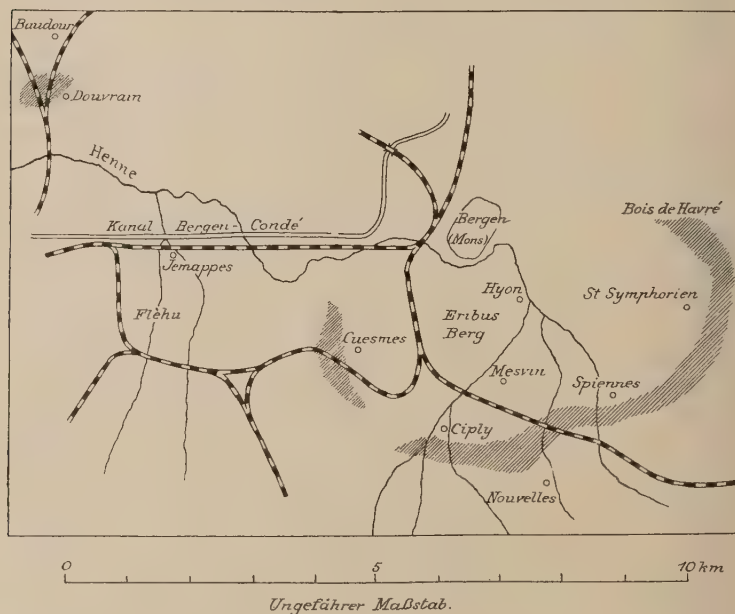
II. Die Phosphate im Hennegau.

Die Phosphate des Hennegau liegen in der Umgegend von Mons (Bergen). (Fig. 77.) Sie finden sich hier entweder als reichere Konzentrationsprodukte, ähnlich wie bei Lüttich, oder als Phosphatkreide, die jetzt hauptsächlich abgebaut wird. Die Lagerungsform ist die einer Mulde mit der Stadt Mons über dem Muldentiefsten. In der Mitte der Mulde sind die phosphatführenden Schichten am mächtigsten, aber auch scheinbar am geringwertigsten.

Die geologische Lagerung ist kurz folgende: Auf karbonische Gesteine lagern die verschiedenen Schichten der Kreide: Wealden, Cenoman, Turon, Senon, alle nach der Mitte des Beckens zu einfallend. Überlagert wird das oberste Senon von der „Kreide von Ciply“, die in drei Horizonte sich gliedern läßt, in einen unteren, mit vielen Feuersteinen und geringem Phosphatgehalt, in einen mittleren ohne Feuersteine und mit etwas mehr Phosphat und in einen oberen, mit vielen Feuersteinen

und mit viel (bis 40 Prozent) Phosphat. Überlagert werden die Phosphatbänke diskordant von Maastrichter Kreide („Tuff v. St. Symphorien“) oder von alttertiären Schichten („Tuff von Ciply“ oder glaukonitische Sande des Landénien).

Die auf natürlichem Wege konzentrierten „reichen Phosphate“ (mit 50—65 Prozent) sind fast alle abgebaut. Sie sind ebenso entstanden wie die entsprechenden Bildungen der Hesbaye. Sie finden sich deshalb auch



Figur 77.

Karte des Ausgehenden der Phosphatkreide von Ciply in der Umgegend von Mons im Hennegau.
(Nach O. Tietze.)

nur am Ausstrich der Phosphatkreide, wie bei Cuesmes, Ciply, Mesvin, Spiennes, St. Symphorien und Bois d'Havre. Die Breite dieses Ausbisses beträgt 100—1000 m, seine Länge 10 km und die Mächtigkeit des Lagers 2—4, in den Taschen sogar bis 8 m. (Fig. 78.)

Die Phosphatkreide besteht aus kohlensaurem Kalk (Foraminiferenreste, Muschelreste usw.) und aus Phosphatkörnern, die aus Resten von Foraminiferen oder von Fischen und Reptilien bestehen. Abbaue auf

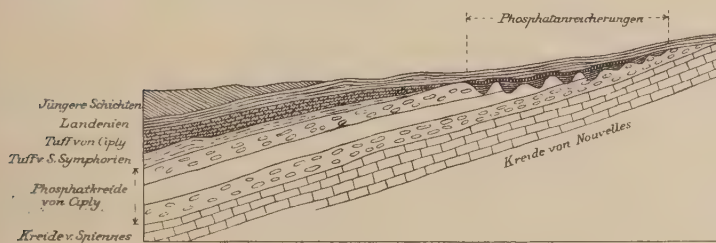
Phosphatkreide liegen namentlich bei Cuesmes, Ciply und St. Symphorien. Die geförderte Phosphatkreide wird auf billigem Wege durch Aufbereitung noch angereichert.

Analysen des Ciplyphosphates ergaben nach Schucht:¹⁾

	I	II	III	IV
H ₂ O	0,65	0,30	—	1,40
Organische Substanz	3,00	2,50	2,12	1,90
P ₂ O ₅	18,68	22,14	24,69	26,29
SO ₃	0,01	—	—	1,61
CaO	49,90	50,72	50,31	51,98
CO ₂	18,40	15,70	15,06	12,80
MgO	0,59	—	—	0,67
Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	2,28	1,72	1,31	0,86
Unbestimmt	1,29	3,62	5,28	1,75
Unlösliches	5,20	3,30	1,23	0,74

Entsprechend:

Ca ₃ (PO ₄) ₂	40,72	48,25	53,82	57,39
CaCO ₃	41,81	35,64	34,24	29,09



Figur 78.

Allgemeines Profil der „reichen Phosphate“ in der „Phosphatkreide“ aus der Gegend von Mons.
(Nach O. Tietze.)

Die Phosphatproduktion Belgiens betrug in den letzten Jahren:

1904:	202480	Tonnen
1905:	193305	„
1906:	152140	„
1907:	181230	„
1908:	198030	„

¹⁾ L. Schucht, Über Phosphate. Leipzig 1900. S. 18.

Die Phosphatlagerstätten Frankreichs¹⁾.

Einer der wichtigeren Phosphatproduzenten der Welt ist noch immer Frankreich, obwohl seine Produktion in den letzten Jahren zurückgegangen ist. Die Phosphate liegen hier in den verschiedensten Formationen. Geographisch verteilen sich die Lagerstätten besonders auf den Osten und Süden des Landes. Sie mögen im folgenden in geographischer Reihenfolge von Nord nach Süd kurz besprochen werden.

I. Nord — Pas de Calais — Cambrésis — Somme et Oise.

Die Phosphatlagerstätten dieser nordöstlichen Departements von Frankreich liegen alle innerhalb der Kreideformation. Sie treten von unten nach oben in folgenden Horizonten auf:

1. Im Gault (bei Boulonnais), durchschnittlich ca. 20 Prozent Phosphorsäure,
2. Im Cenoman (bei Pernes und Fauquembergues), im Durchschnitt ca. 25 Prozent Phosphorsäure.
3. Im Senon, in der untersten Etage der Schicht mit Belemnites quadratus. Die Phosphate dieses letzteren Horizontes sind die wichtigsten und werden zurzeit allein noch abgebaut. Derartige

¹⁾ H. Lasne, L'Origine des Phosphates de chaux de la Somme. Paris. E. Bernard & Cie. — Collenot, Du phosphate de chaux dans l'Auxois. Bull. Soc. géol. d. Fr. (3), V. 1877, 671 ff. — E. Fuchs et De Launay, Traité des gîtes minéraux et métallifères. I. Paris 1893. S. 391 ff. (Enthält weitere Literatur.) — D. Levat, Étude sur l'Industrie des Phosphates et Superphosphates. Ann. d. min. 1895. S. 5 ff. — D. Levat, Sur les phosphates noirs des Pyrénées. Compt. Rend. CXXVII. 1898. S. 834—836. — D. Levat, Mémoire sur les phosphates noirs des Pyrénées. Ann. d. mines. XV. 1899. S. 5—100. — J. Gosselet, Les phosphates de chaux de Picardie. Livret-Guide publié par le Comité d'organisation du VIII^e congrès géol. internat. Paris 1900. — Weitere Abhandlungen von Gosselet in den Ann. d. l. Soc. géol. du Nord: Lille 1896, 1897, 1900, 1901 und 1902. — J. Gosselet, Sur les exploitations de phosphate de chaux du Nord de la France B. S. Géol. de France, 4. Sér. t. II. 1902. S. 38—39. — N. de Mercey, Sur des gîtes de phosphate de chaux de la Craie à Bélemnites, formés avant le soulèvement du Bray. C. R. Ac. Sc. CXXXV. S. 1137. 1902. — A. Peron, Les gisements de phosphate de chaux du département de l'Yonne. C. R. Congrès S. Sav. Paris et départements, Paris. 1904. S. 118—147. — O. Tietze, Die Phosphatlagerstätten Frankreichs. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907. S. 117 ff. — O. Tietze, Der Abbau der Phosphate in Nordfrankreich. Essener „Glück auf!“ Berg- und Hüttenm. Zeitschr. 1907. S. 621 ff. — (Enthält auch Angaben über Förderkosten.) — X. Stainier, Bibliographie générale des gisements de phosphates (2^e édition). Annales des mines de Belgique. 1902. S. 777 ff. (Enthält 192 Literaturangaben über französische Phosphate.)

Lagerstätten finden sich bei Orville (Arras), bei Beauval (Doullens) und bei Hardivilliers (Clermont).

1. Die Phosphate von Boulonnais liegen im Gault. Im Hangenden haben sie schwarze oder graue sehr kompakte plastische Tone von 3 bis 4 m Mächtigkeit, im Liegenden eine wenige Centimeter mächtige Lage grünen glaukonitischen Sandes. Die phosphatführende Schicht hat nur bis 15 cm Mächtigkeit, oft verschmälert sie sich bis zu 4 oder 5 cm oder verschwindet ganz. Die Phosphatknollen bestehen entweder aus harten, amorphen Konkretionen oder aus Fossilresten, besonders Ammoniten¹⁾. Ihre Einbettungsmasse ist Ton. Die Phosphatmenge schätzt man nach de Launay auf 440 000 Tonnen, von welchen bis zum Jahre 1886 bereits 200 000 Tonnen abgebaut waren. In den Jahren 1877 bis 1883 betrug die Jahresproduktion 20 000 Tonnen.

Im Jahre 1886 waren hier noch 300 Arbeiter angestellt. Die Masse wurde teils im Tagebau, teils unterirdisch gewonnen. Das Waschgut erzielte an Ort und Stelle einen Preis von 20 Frank pro Tonne. Eine Analyse ergab (nach de Launay):

Phosphorsäure	21,00
Kohlensäure und organische Materie	10,00
CaO	31,40
FeO	1,90
Al ₂ O ₃	1,87
MgO	1,23
Unlösliches	31,65
H ₂ O	1,52

Infolge der Konkurrenz benachbarter Gruben und infolge allmählicher Erschöpfung sind diese Vorkommen zurzeit außer Betrieb.

2. Die Phosphate von Pernes und von Fauquembergues liegen im Cenoman. Hangendes der Phosphate sind grüne, glaukonitische Sande („Dièves“) mit darüberlagernden kompakten Mergeln („Tourtia“); Liegendes sind Tone von 5 bis 30 cm Mächtigkeit, welche bei Pernes das ganze Gault repräsentieren. Dann folgt Devon („Thun“).

Die Phosphatbank ist 15 cm bis 1 m mächtig. Die Phosphate sind porös und zerbrechlich. Sie enthalten 23—25 Prozent Phosphorsäure, 4,5 Prozent Kali und 3 Prozent organische Substanz. Die Menge der Phosphate von Pernes wurde auf 450 000 Tonnen geschätzt. Ihre Produktion begann 1877. Im Jahre 1886 betrug die Förderung 12 600 Tonnen (Wert 630 000 Frank). Zurzeit ruht der Betrieb.

¹⁾ Ammonites mamillaris, inflatus, interruptus, latus usw.

3. Die reicheren Phosphate von Orville und Beauval finden sich als Phosphatsande in Taschen innerhalb der oberen Kreide. Sie werden bedeckt von tertiären, roten Tonen („bief à silex“), die einige Centimeter oder auch mehrere Meter mächtig sein können. Das Nebengestein dieser mit Phosphatsanden angefüllten Taschen ist unteres Senon (Santonien, mit Leitfossil: *Micraster coranguinum*). An den Seitenwänden der Phosphattaschen ist dieses Senon ebenfalls phosphatführend.

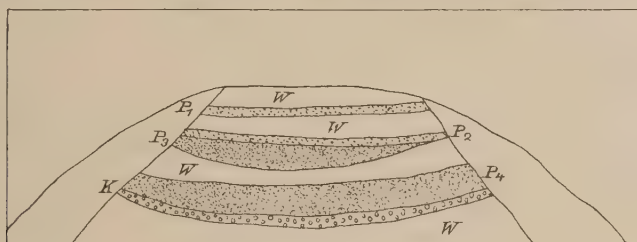
Alle diese phosphatführenden Sande sind Konzentrationsprodukte phosphatführender Kalksteine, die sich in der Senonzeit (Santonien, Leitfossil *Actinocamax quadratus*) gebildet haben. Die primären Phosphatkalke werden zurzeit hauptsächlich abgebaut. Ihr Phosphatgehalt ist schwankend. Nach Untersuchungen von Gosselet und Lasne haben sich diese Schichten nicht in einem tiefen Meere, sondern in kleinen, seichten Becken gebildet, die ihren Zusammenhang mit dem offenen Meere oft verloren. Der Durchmesser der elliptischen Becken schwankt zwischen 100 und 3000 m. Austernschalen, Höhlungen von Bohrmuscheln und Schotterbildungen weisen auf die Nähe der Küste hin. Die unterlagernde Kreide ist vielfach sehr hart und durch zahlreiche Bohrgänge in ein breccienähnliches Gestein verwandelt. Außerdem finden sich stellenweise auch echte Breccien, die aus einem Agglomerat von Kalksteinstücken und Fossilresten bestehen, die alle mit Phosphat überzogen sind.

Eine mikroskopische Untersuchung der Phosphatkreide von Beauval und Orville führten unter Beobachtung besonderer Präparierungsmethoden Renard und Cornet¹⁾ aus. Diese Kreide besteht zum großen Teil aus Foraminiferenschalen (*Globigerina*, *Textularia*, *Cristellaria* usw.). Das Innere dieser Schalen ist mit Phosphat ausgefüllt. Es haben hier also die Foraminiferengehäuse ähnlich wie in manchen Glaukonitsanden als Konzentrationspunkte der Phosphorsäure gedient. Ferner finden sich in diesen Schichten amorphe Teilchen ohne Struktur, die als das Innere aufgelöster Foraminiferengehäuse richtig gedeutet werden, zudem auch kleine Reste von Knochen und Zähnen, sphärolithisch angeordnete Konkretionen, und sehr selten anorganische Teilchen, wie zersetzter Feldspat und Quarz.

Als spezielles Beispiel dieser Phosphate möge nur das Vorkommen beim Dorfe Templeux-la-Fosse erwähnt werden. Das Lager erstreckt sich in nordwestlicher Richtung von hier bis nach Cambrai auf eine Ent-

¹⁾ A. F. Renard et J. Cornet, *Recherches micrographiques sur la nature et l'origine des roches phosphatées*. Bull. de l'Académie royale des sciences. Bruxelles 1891. S. 126—158.

fernung von etwa 3 km bei etwa 150 m Breite. Die größte Mächtigkeit beträgt 9 m. Die untere Hälfte, die allein abgebaut wird, enthält 45 Prozent, die obere 35 Prozent Tricalciumphosphat. Am äußersten westlichen Ende gewann man früher Phosphatsande, die in bis zu 20 m tiefen Taschen anstanden. Am anderen Ende des Lagers wurde bei Templeux-la-Fosse Phosphatkreide durch Tagebau abgebaut. Das Profil dieses Bruches ist folgendes: In weißer Kreide liegt beckenförmig eingelagert eine etwa 6 m mächtige Phosphatbank, die in ihren oberen und unteren Partien reicher ist als in der Mitte. Ihre sehr unregelmäßig gestaltete, direkte Unterlage bildet eine etwa 1 m mächtige Kreideschicht, die stark zerfressen, durchlöchert und teilweise verhärtet ist. Die Ober-



Figur 79.

Schnitt durch einen verlassenen Tagebau bei Templeux-la-Fosse. (Nach Gosselet.)

W = Weiße Kreide, unter den Phosphatlager durchbohrt.

P₁ = Lager von armen Phosphat (1 m.)

P₂ = Armes Phosphat (1 m.)

P₃ = Sehr reiches Phosphat (4 m.)

P₄ = Sehr reiches Phosphat (50%; 6 m.)

K = Konglomerat von Phosphat und Kalkknauern.

fläche dieser Bank ist eingeebnet und von weißer Kreide bedeckt. In dieser Kreide liegt dann muldenförmig ein neues sehr reiches Phosphatlager, das oben von einer ärmeren Phosphatbank wieder bedeckt wird. Überlagert wird auch dieses Lager wieder von Kreide, worauf dann noch einmal ein armes, etwa 1 m mächtiges Phosphatflöz folgt. (Fig. 79.)

Nicht weit hiervon entfernt liegen die Gruben von Templeux-le-Guérard und Hargicourt. Bei letzterem Orte werden zwei Lager abgebaut, von welchen das untere 5 m, das obere 2—3 m stark ist. Beide sind nur durch eine wenige Meter mächtige Kreideschicht voneinander getrennt.

Nach de Launay besitzen die bei Beauval und Orville in Abbau befindlichen reichen Phosphate folgende Zusammensetzung:

Phosphorsäure	35,63 Proz. (= 77,78 Tricalciumphosphat)
Kohlensäure	3,95 „
Kalk	49,67 „
Eisenoxyd	1,16 „
Tonerde	0,38 „
Magnesia	0,48 „
Schwefelsäure	0,98 „
Organische Substanzen	2,20 „
Alkalien, Calciumfluorid usw. .	6,15 „
<hr/>	
100,00 Proz.	

Der erste Abbau erfolgte 1886 bei Beauvall. Später entdeckte man in der Nähe dieses Ortes Phosphatsande bei Orville, Terrasnesnil, Beauquesne, Raincheval, Fuchevillers und Arquèves, ferner bei Dreuil-Hamel, Hallencourt, Wanel und Hardivilliers.

Die ärmere, aber primäre Phosphatkreide findet sich im Departement Somme bei Templeux-la-Fosse, Templeux-le-Guérard, Hem-Monacu, Beauval, Crecy-Ponthieu, Marcheville, Domvast, Vaux-Eclusier, Curlu, Mont St. Quentin; im Departement Aisne bei Etaves, Montbrehain, Méricourt, Fresnoy-le-Grand, Seru oder Ribemont, Villeret, Cologne, Bellicourt, im Departement Nord de la France bei Hauburdin.

II. Ardennes — Meuse et Marne.

Die wichtigsten Phosphatlagerstätten dieser Gegend liegen in den grünen Sanden der unteren Kreide. Sie erstrecken sich hier von Novion-Porcien bis an die Yonne.

Die Mächtigkeit der Grünsande schwankt zwischen 25 und 45 m. Ihre Horizontalausdehnung ist sehr groß. Die Phosphate finden sich in den Sanden in einer dünnen Lage von 5—25 cm Mächtigkeit, meist in Form kleiner Klumpen von Nuß- bis Faustgröße. Das Phosphat ist kompakt, grau oder grünbraun und oft von metallischem Glanze auf seiner Bruchfläche. Sein spezifisches Gewicht ist sehr schwankend, im Durchschnitt 2,7. Der Durchschnittsgehalt ist 18 Prozent Phosphorsäure (= 39 Prozent Tricalciumphosphat).

Der Abbau erfolgt teils durch Tagebau, teils unterirdisch. Der erste Abbau fand 1855 bei Grandpré statt.

III. Yonne, Côte-d'Or, Haute-Saône, Cher und Indre.

Die älteren Phosphatlagerstätten aller dieser Departements liegen im unteren Jura, im Lias. Die Phosphate finden sich hier teils in den

unteren Bänken des mittleren Lias, teils in den oberen Bänken des unteren Lias. Nur diese letzteren (Zone des *Arietites Bucklandi*) sind durch Abbau aufgeschlossen. Die Phosphatknollen liegen in rotbraunen Zersetzungsprodukten von Kalksteinen. Der Phosphatgehalt dieser Knollen beträgt 55—65 Prozent. Mit den Knollen zusammen finden sich oolithische Eisenerze. Die Mächtigkeit der Bänke beträgt 10—60 cm. Bekannt sind diese Phosphate vor allem zwischen Semur und Avallon, wie bei Beaume und Montigny-sur-Armançon. Auch in benachbarten Departements sind diese Lager in geringer Mächtigkeit noch beobachtet. —

Im Departement Haute-Saône sind Phosphate in der Grenzschieht: Unterer Lias, — mittlerer Lias bei Pomoy, Vitrey und Auxon gefunden. Die Phosphatknollen liegen hier in einer 5—20 cm mächtigen Schicht über dem Gryphaenkalk. Ihr Phosphatgehalt beträgt 35—60 Prozent. Die harten Knollen erreichen meist Nußgröße. Die mit ihnen vorkommenden Fossilien (*Spiriferina Walcottii*, *Zeilleria numismalis*) besitzen meist einen hohen Phosphatgehalt (65 Prozent). —

Die Phosphate der Departements Cher und Indre treten in einem etwas höheren Horizont, im mittleren Lias auf. Im Departement Indre sind außerdem auch noch drei Flöze aus dem oberen Lias bekannt (Zone des *Ammonites communis*, *radians* und *opalinus*). —

In neuerer Zeit werden im Departement Yonne auch Phosphate der Kreide (oberes Albien) ausgebeutet. Die Knollen enthalten im Durchschnitt 40 Prozent Tricalciumphosphat und führen zahlreiche Fossilien. Für das stratigraphische Niveau dieses oberen Albien schlägt Peron den neuen Namen Salsien vor.

IV. Sarthe.

Im Departement Sarthe kennt man bei Saint-Paterne, Dissay und Château-du-Loir Phosphate aus dem Senon, bei Connerré aus dem oberen Turon. In letzterem sind die Phosphate sehr groß, aber arm. Sie führen im Innern Glaukonit. Bei Mans finden sich die Phosphate in glimmerreichen Sanden. Bei Ferté-Bernard liegen grüne, faustgroße Phosphate in einer Schicht mit *Ostrea vesiculosa*. Letztere Phosphate sind die wichtigsten Vorkommen des Departements.

V. Lot und benachbarte Departements.

Die Phosphatlagerstätten der Departements Lot, Tarn-et-Garonne und Lot-et-Garonne und besonders die der Umgegend von Caylus und Saint-Antonin sind in der Literatur vielfach unter dem Namen: Phosphorite vom Quercy beschrieben. Sie werden seit dem Jahre 1869 abgebaut.

Die Phosphate treten hier in einer von den bisher besprochenen Lagerstätten Frankreichs abweichenden Form auf. Sie bilden Gänge in einem Kalkstein, der dem Oxford, dem Bathonien und überlagerndem lakustren Tertiär angehört. Die Gestalt der Gänge ist sehr unregelmäßig. An einzelnen Stellen sind sie äußerst eng, an anderen weiten sie sich bis zu 60 m Breite. Bei Carjac sind derartige Weitungen von ca. 600 m Länge und 40 m Mächtigkeit bekannt. In Saint-Jean-de-Laur erreichen sie 110 m Tiefe. An anderen Stellen (z. B. Lamandine) findet man einen anderen Typus. Hier durchschwärmen beinahe reine Phosphoritgänge von einigen Centimetern Stärke den Kalkstein. An wieder anderen Stellen, wie z. B. bei Pendaré, treten 2—3 m starke Parallelgänge auf. Der Kalkstein am Salbande dieser Gänge ist korrodiert und mit einer tonigen Schicht überzogen. Derselben parallel laufen die reinen Phosphatlagen, während die Mitte der Gänge von mehr tonigen und mergeligen Ausfüllmassen eingenommen wird. Ein etwas anderes Nebengestein besitzen die Lagerstätten von Bozouls im Departement Aveyron. Der Phosphat bildet hier Verästelungen und konkretionäre Massen in einem sphäroidisch ausgebildeten Basalte und dessen Tuffen.

Der Phosphat von Quercy zeigt meist eine konkretionäre Struktur und einen schaligen Aufbau der Schichten. Er ist grau, bisweilen auch durch Eisenoxyd rötlich gefärbt, selten rein blau. Bei Pendaré erhält er 72 Prozent Tricalciumphosphat, bei Lamandine 82 Prozent, sonst im Durchschnitt 62 Prozent. Er enthält Jod, Fluor und Schwefel, besonders in den blau oder braun gefärbten Partien. Von sonstigen Nebengemengteilen findet man eisenschüssigen Ton, Kalkmergel, pisolithisches Eisenhydroxyd, oft verkittet durch Phosphat und Manganverbindungen. Kalkspat findet sich in Drusen.

Mit diesen Phosphaten zusammen hat man auch zahlreiche fossile Knochen in selten schöner Erhaltung gefunden. Diese Phosphorit-Fauna stammt teils aus dem Eocän, teils aus dem Miocän. Sie enthält Reste von Paläotherium, Anoplotherium, Rhinoceros und Anthracotherium. Die Entstehung der Gänge fällt diesen Fossilien zufolge demnach gerade in die Übergangsperiode zwischen Eocän und Miocän.

Was die Entstehung der Phosphate von Quercy anbelangt, so ist an und für sich eine Bildung aus organischer oder anorganischer Materie möglich. Gegen eine organische Entstehung aus der Substanz der begleitenden Knochen spricht die auffallend gute Erhaltung der gefundenen Knochen, andererseits auch deren immerhin geringe Menge. Bei Annahme einer von weiterher kommenden Zuführung hat man zunächst die Wahl zwischen Aszensionstheorie und Deszensionstheorie. Die Phosphate können

zu gleicher Zeit wie die Knochen von oben her durch phosphathaltige Gewässer eingeschwemmt sein. Schließlich kann man aber auch an phosphorhaltige Thermalwässer denken, welche von unten her aufstiegen und die Phosphate schufen. Diese letzte Erklärung wird von de Launay akzeptiert und wären demnach diese Phosphorite anorganischer Entstehung. Wir selbst sehen in den Phosphoriten Absätze absteigender Lösungen und halten den Phosphatgehalt derselben für ursprünglich organisch. Eine nochmalige nähere Untersuchung dieser interessanten Vorkommen wäre wünschenswert.

VI. Gard und Ardèche.

Die Phosphatlagerstätten dieses Departements sind geologisch denen von Quercy ähnlich. Es sind unregelmäßig geformte Gänge in Kalkstein (Urgonien). Der hauptsächlichste Abbau liegt bei Tavel und Lirac.

VII. Drôme und Isère.

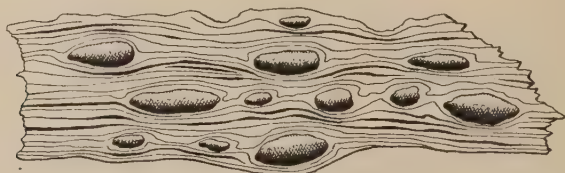
Bei Saint-Paul-Trois-Châteaux und bei Clansayes im Departement Drôme finden sich Phosphatlagerstätten in kretaceischen Grünsanden (Albien). Die Phosphatknollen liegen nicht in einer Lage, sondern in einer ganzen Anzahl von Lagen, deren Mächtigkeit im einzelnen sehr verschieden ist. Der Phosphatgehalt beträgt 38—55 Prozent Tricalciumphosphat. Unterlagert werden die Sande von Mergeln (Aptien). Ähnlich ist das Vorkommen von Saut-de-l'Egue bei Viviers.

VIII. Pyrenäen.

In den Pyrenäen liegen Phosphatlager in den Departements Basses-Pyrénées, Ariège, Haute-Garonne, Aude und Tarn. Die hier lagernden Phosphate gehören dem Oberdevon an. Sie lagern auf Kalkstein mit Spirifer Verneuil, sind 8—12 m mächtig und werden von permo-karbonischen Schiefern überlagert. Die phosphatführenden Gesteine sind glänzende, schwarze Schiefer, welche stark abfärben und bei zunehmendem Kieselsäuregehalt in einem radiolarienführenden Kieselschiefer übergehen. Die Hauptmasse des Phosphorites besteht aus nuß- bis faustgroßen runden Knollen, die in dem schwarzen Schiefer eingebettet sind. (Fig. 80.) Im Innern dieser konzentrisch-schaligen Knollen liegen Fossilien oder Pyritkristalle. Der Phosphatgehalt der Knollen beträgt 28—35,5 Prozent P_2O_5 , der des Gesteines 17 Prozent P_2O_5 . Eine vollständige Analyse enthält nach Levat:

	Schwarzer Phosphatschiefer		Phosphatknohlen	
	I	II	III	IV
P_2O_5	16,22	13,19	29,22	28,10
SiO_2 und unlösliche Silikate	45,55	38,69	14,60	nicht bestimmt
CaO	26,—	7,23	42,20	33,26
Fe_2O_3	1,49	9,10	0,95	0,40
Al_2O_3	1,—		0,83	
N (organisch)	0,052	0,585	nicht bestimmt	0,28
K_2O (ganz)	0,43	1,06	—	0,55
K_2O (löslich in H_2O) . .	0,0096	nicht bestimmt	—	0,20
Organische Substanz . .	5,058	29,08	8,68	nicht bestimmt
Feuchtigkeit	4,25	1,65	—	—

Die schwarzen Phosphoritschiefer enthalten also bis zu 30 Prozent organische Substanz und bis 0,5 Prozent Stickstoff.



Figur 80.

Phosphatknohlen im geschichteten Phosphat der Pyrenäen. (Nach D. Levat.)

Die Phosphatproduktion Frankreichs betrug in den letzten Jahren (nach Ingalls):

1904:	423 521 Tonnen
1905:	476 720 „
1906:	469 408 „
1907:	375 000 „
1908:	485 607 „

Die Phosphatlagerstätten Spaniens.¹⁾

Im südlichen Spanien findet man in Estremadura auf einer Fläche von etwa 120 km Länge und 60 km Breite zahlreiche Phosphatlagerstätten, vor allem in der Nähe der Städte Logrosan und Cáceres. Auch nach

¹⁾ F. Le Play, *Itinéraire d'un voyage en Espagne etc.* Annales des mines. V. Paris 1834. S. 195. — Ch. Daubeny, On the occurrence of Phosphorite in Estremadura. Quat. Jour. of the Geol. Soc. I. 1845. S. 52. — Ph. Naranjo y Garza et L. Peñuelas,

Portugal (Alemtejo) setzen diese Vorkommen hinüber, wo man sie in der Nähe von Portalégre und Marvao antrifft.

Der geologische Aufbau dieser Gegend ist im allgemeinen kurz folgender: Alte kristalline Schiefer werden überlagert von kambrischen Tonschiefern, silurischen Schiefern nebst Quarziten und devonischen Kalksteinen. Von Eruptivgesteinen finden wir am verbreitetsten und mitunter große Areale einnehmend einen grauen, mittelkörnigen Zweiglimmergranit. Außerdem auch noch Syenit und Diorit. Der kambrische Tonschiefer zeigt an der Grenze zum Granit Kontakterscheinungen.

Die Phosphoritvorkommen kann man je nach ihrem geologischen Auftreten einteilen in

1. Phosphoritgänge im Kalkstein;
2. Phosphoritgänge im kambrischen Schiefer;
3. Phosphoritgänge im Granit;
4. Phosphoritnester auf dem Kalkstein.

Die Phosphoritgänge im Kalkstein sind die wichtigsten. Sie mögen daher zuerst besprochen werden.

Bei der Stadt Cáceres findet sich in der Nähe von Granit devonischer Kalkstein, bekannt unter dem Namen Calerizo (Calerisso). Die Phosphoritlagerstätten sind an diesen Kalkstein, der eine tektonische Mulde bildet, gebunden. Sie finden sich hier aber nur an demjenigen Beckenrande, der dem Granit am nächsten liegt. Von letzterem ist der Kalkstein durch eine dünne Schicht silurischen Tonschiefers noch getrennt. Weiter entfernt vom Granit hat man im Kalkstein keinen Phosphorit mehr gefunden. Das Verhältnis des phosphoritführenden Kalksteines zum unproduktiven Rest schätzt Hartmann bei diesem Vorkommen etwa wie 1:5. Die Art der

Sur la phosphorite de Logrosan (Estremadura). Bull. de la soc. geol. de France. Paris 1860. S. 157. — Egózeue y Mallada, Memoria geologico minera de la provincia de Cáceres. 1876. — A. Delesse, Über die Ablagerungen von phosphorsaurem Kalk in Estremadura. Soc. centrale d'agriculture de France. 1877. — Ref. N. J. f. M., G. u. P. 1877. S. 834. — A. Hartmann, Die Phosphoritdistrikte in Spanisch-Estremadura. Berg- u. Hüttenm. Ztg. XXXVII, 1878. S. 3—6, 9—13, 92—94, 131—133, 141—143. — H. Gruner, Gewinnung und Verwertung phosphorsäurehaltiger Düngemittel. Nachrichten aus dem Klub der Landwirte zu Berlin. 1885. Nr. 172 und 173. — F. M. Stapff, Geologisches aus Spanien. I. Umgegend von Cáceres. Berg- u. Hüttenm. Ztg. L. 1891. S. 53. — P. Choffat, Note sur les filons de phosphorites de Logrosan dans la province de Cáceres. Mémoires de la Société belge de géologie etc. t. XXIII, 1909. S. 97—114. — X. Stainier, Bibliographie générale des gisements de phosphates (2^e édition). Annales des mines de Belgique. 1902. S. 383 ff. (Enthält 33 Angaben über die Phosphatliteratur Spaniens.)

Lagerstätte wird von demselben Autor als Gang und Gangstock bezeichnet. Die Gänge bestehen aber zumeist nicht aus typischen Spaltenfüllungen, sondern aus Aneinanderreihungen ausgedehnter Ausbauchungen, die einen Zusammenhang durch eine mehr oder weniger markierte Gangspalte noch erkennen lassen. Letztere ist bisweilen nur ein centimeterstarker Phosphoritbesteg und kann dann nicht übersehen werden. Die Phosphoritgänge finden sich ihrer Lage nach teils am Kontakte zwischen silurischem Schiefer und Kalkstein, teils mit nordöstlicher Streichrichtung im Kalkstein. Die Durchschnittsmächtigkeit der Gänge beträgt 2 m. Die Ausbauchungen sind sehr unregelmäßig. Die Maße derselben betragen öfters 100—200 m Länge, 20 m Breite, 50 m Tiefe. In der Grube Esmeralda scharen sich bei 82 m Tiefe zwei nordöstlich streichende Gänge zu etwa 40 m Mächtigkeit. Der südliche Gang zertrümmert sich im silurischen Schiefer an der Dolomitschiefergrenze. Der nördliche setzt als Quarzgang in den Schiefer hinein.

Die Gangfüllung aller dieser Gänge besteht aus Quarz, Calcit und Phosphorit. Nach der Tiefe zu soll Quarz zunehmen. Apatit wird als Seltenheit in Phosphoritgeoden gefunden. In der Grube Abondancia tritt neben gewöhnlichem Fettquarz auch Chaledon auf, lagenweise mit Phosphorit wechselnd. Bruchstücke von Kalkstein (Reliktstrukturen) sind in dieser Gangmasse oft eingeschlossen. Das Verhältnis des bauwürdigen zum unbauwürdigen Teil des Ganges verhält sich nach Hartmann etwa wie 1:2. Der Phosphorit verteilt sich innerhalb des Ganges entweder ganz unregelmäßig oder in lentikulären zusammenhängenden Partien, die bis zu 8 m Mächtigkeit erlangen können. Quarz und Calcit bilden oft die Salbänder dieser reicheren Linsen. Eigentlicher Apatit fehlt. Der Phosphorit tritt in dreierlei Form auf. Reichlich findet man strahlig-fächerförmigen Phosphorit, nächst dem körnigen und endlich erdigen. Staffelit ist selten. Der Phosphorit ist meist weiß, mitunter aber auch rötlich, gelb, grau und bläulich. Er enthält im Durchschnitt 65 Prozent dreibasisches Phosphat. Nach Stapff werden fünf Sorten ausgehalten mit 40—72 Prozent.

Die Entstehung dieses Vorkommens muß als metasomatische Verdrängung von Kalkstein gedeutet werden. Die betreffenden wäßrigen Lösungen sind wohl am Granitkontakte emporgestiegen, da der Kalkstein weiter fort vom Granite keinen Phosphorit mehr führt. Mit dem Granit hängen die Lagerstätten nach Ansicht einiger Autoren auch genetisch zusammen.

Der Beginn des Phosphoritbergbaues von Cáceres fällt ins Jahr 1865. Bis 1876 erfolgte durch zahlreiche kleine Gewerkschaften Raubbau. In diesem letzteren Jahre richtete dann eine größere Gesellschaft modernen

Grubenbetrieb ein. Die Namen der hauptsächlichsten Gruben sind: Esmeralda, Estrella, San Eugenia, Abondancia, Cacereña, San Salvador und La Perla. Als charakteristische Leitpflanze für die Phosphoritlagerstätten wird von Stapff *Convolvulus altheoides* angeführt. —

Das wichtigste gangförmige Phosphoritvorkommen innerhalb der kambrischen Schiefer ist der Gangzug von Logrosán. In der Nähe eines Granitberges (San Cristobal) sind kambrische Schiefer durch mehrere Gangspalten zerrissen, die einen etwa 4 km breiten Zug von Spaltgängen bilden. Das Streichen derselben verläuft senkrecht oder schräg zu dem der Schiefer. Der wichtigste und bekannteste dieser Gänge ist der „Costanaza“, der auf über 6 km Länge verfolgt ist. Die Mächtigkeit des Ganges schwankt zwischen 0,60 und 7 m. Die mittlere Gangmächtigkeit beträgt 3,23 m, wovon 37 Prozent (= 1,20 m) abbauwürdig sind. Der übrige Teil des Ganges besteht aus Quarz, selten auch Amethyst, innig verwachsen mit Phosphorit, dann aus Schieferbreccie, Letten usw. Der Quarz soll nach der Tiefe zunehmen. Der Phosphorit dieses Ganges ist fächerförmig-strahlig, oder kompakt mit muscheligem Bruche. Seine Farbe ist gelblich bis gelblich rot. Beim Erhitzen zeigt er grüne Phosphoreszenz.

Die übrigen Gänge der Umgegend von Logrosán sind weniger mächtig. In der Art ihrer Mineralführung sind sie aber dem „Costanaza“ analog. Die Namen einiger sind: Jungal, Castillon, Angustias, Terrenos, Colorados und La Cambre Bojera. Entsprechend ähnliche, aber wenig mächtige (0,5 m) Gänge treten mit nordöstlichem Streichen und steilem Fallen auch in den Schiefen von Cáceres auf. Diese letzteren Gänge sind nicht abbauwürdig. —

Am verbreitetsten in Estremadura sind Quarz-Phosphorit- und Quarz-Apatit-Gänge innerhalb von Granit. Der wichtigste unter diesen ist der Gangzug von Zarza la Mayor und Ceclavin. Die Zahl der hier erschürften steil einfallenden und nordöstlich streichenden Gänge beträgt etwa 12. Sie treten in der Regel im Granit auf, bisweilen auch an der Grenze zwischen Granit und Schiefer. Die Breite des ganzen Gangzuges mißt 8 km. Die Mächtigkeit der Gänge beträgt 1—4 m. Trümmer scharen sich öfter vom Gange ab und keilen dann aus. Verwerfungen sind beobachtet, aber nicht häufig. Der Granit am Salbande der Gänge ist zersetzt. Die Gangfüllung besteht aus Quarz und Parallelschnüren von Phosphorit. Karbonate fehlen. Der Phosphorit tritt oft als Apatit auf. Seine Farbe ist wasserhell, weiß, rosa, violett, bläulich oder lauchgrün. Seine Struktur ist erdig-pulverig und dann meist blendend weiß oder kristallisiert. Auch tritt er in Drusen oder in der Form von Stalaktiten

auf. Die Phosphoritschnüre erreichen bis 40 cm Mächtigkeit und zeigen symmetrische Lagenstruktur. Außerdem finden sich einige Quarz-Apatit-Gemische in jeder Gangmasse, die aber nicht verwertbar sind. Diese Phosphoritschnüre gehen nicht durch die ganze Gangmasse stetig durch. Sie zertrümmern sich vielmehr, keilen sich aus und treten dann plötzlich wieder von neuem auf. Der Durchschnittsgehalt der zum Verkauf kommenden Ware ist 75 Prozent dreibasisches Phosphat.

Der Bergbau von Zarza la Mayór und Ceclavin begann erst in den siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts. Er wurde im allgemeinen als typischer Raubbau betrieben. Die hohen Transportkosten ließen sehr bald den größten Teil dieser Gruben erliegen. —

Ähnliche, aber weniger mächtige Apatit-Quarz-Gänge wurden früher auch bei Alburquerque, Valencia de Alcántara, Arroyo del Puerco, Malpartida de Cáceres, Trujillo und Montánchez abgebaut. —

Etwas anders ist das Auftreten des Phosphorites in der Grube Jacinto bei Malpartida de Cáceres. Der Granit wird hier von einem 10—15 m mächtigen Hornblendegranitgang durchsetzt. Diesen Granitgang durchziehen dann wieder zahlreiche Schnüre und Trümer von Phosphorit, von wenigen Centimetern bis 1 m mächtig. Diese Phosphorittrümer keilen oft aus und beginnen dann an anderer Stelle von neuem. Mit Phosphorit zusammen findet sich in dieser Gangmasse zersetzter Granit, Ton und etwas Quarz. Der Phosphorit ist meist rostbraun gefärbt, aber auch lauchgrün oder rot. Nieren- und traubenförmige Struktur ist nicht selten. Im Gegensatz zu den anderen Phosphoriten dieses Distriktes phosphoresziert er nicht. Die geförderte und aufbereitete Masse enthält 73 Prozent Phosphat. In der Nähe von Arroyo del Puerco sind analoge Lagerstätten erschürft. —

Sekundäre Phosphoritlagerstätten hat man nahe der eben beschriebenen Grube Jacinto abgebaut. Unter der Ackerkrume haben sich hier in Terrainmulden Seifen von Phosphoritdetritus angesammelt, die bis 1 m Mächtigkeit erreichen.

Auch in der Nähe von Aliseda (29 km westlich von Cáceres) ist auf sekundären Lagerstätten ein geringer Bergbau (1874—1876 = 2000 Tonnen) betrieben worden. In Spalten, Schlotten und Höhlungen von devonischem Kalkstein fand man hier eine große Menge loser Konkretionen und Bruchstücke von Phosphorit, eingebettet in rotem, plastischem Ton. Das stark ausgefressene Relief des Kalksteins selbst war an solchen Stellen mit einer bis 1 m mächtigen Phosphoritkruste überdeckt. Die Farbe dieser Phosphorite ist meist weiß, selten mit einem Stich ins Rote, Graue oder Gelbe. Sie phosphoreszieren nicht. Ihre Struktur ist konkretionär, schalig;

ihr Bruch faserig (matter Seidenglanz). Traubenförmige und stalaktitische Bildungen sind häufig. Diese Phosphorite sind frei von Quarz, führen aber Calcit. Einzelne Stücke enthalten Kerne von nicht umgewandeltem Kalkstein. Ihr Durchschnittsgehalt betrug 76 Prozent dreibasisches Phosphat.

Einige genauere Analysen dieser Phosphate teilt uns L. Schuch mit. Dieselben lauten:

	Apatit aus Granit		Strahliger Phosphorit aus Granit	Erdiger, faseriger Phosphorit		Schaliger Phosphorit aus Kalkstein	Erdiger Phosphorit aus Kalkstein
	kristalli- siert	kristalli- nisch		aus Schiefer	aus Kalkstein		
H ₂ O	—	—	0,25	0,15	0,05	0,85	0,90
Ca ₃ (PO ₄) ₂	93,82	89,68	78,16	87,21	74,40	80,77	79,46
CaF ₂	5,44	5,38	2,18	8,00	3,08	1,03	4,53
CaCl ₂	0,31	—	0,16	—	—	Spur	0,05
CaCO ₃	—	—	11,30	1,16	20,45	17,00	13,64
CaSO ₄	—	—	0,92	Spur	Spur	Spur	Spur
SiO ₂	0,30	1,90	5,60	2,00	1,10	0,10	0,20
Fe ₂ O ₃	—	1,15	1,10	0,84	0,50	0,08	0,90
Al ₂ O ₃	—	1,30	Spur	Spur	—	—	—
MnO ₂	—	0,39	Spur	Spur	Spur	—	Spur
Unbestimmt . . .	0,13	0,19	0,34	0,64	0,42	0,17	0,33

Außerhalb der Grenzen Estremaduras treten in der Sierra Morena im Kohlenkalk von Belmez noch Phosphoritgänge auf. Die dortigen 14 bauwürdigen Phosphoritgänge streichen NNW und fallen steil ein. Sie sind frei von Quarz und auch mit Calcit nicht so innig gemengt wie die ähnlichen Gänge Estremaduras. Ihre Mächtigkeit überschreitet selten 1 m und beträgt im Mittel 0,40—0,65 m. Der Gehalt der Fördermasse an dreibasischem Phosphat beträgt 70 Prozent. Das Aussehen des Phosphorites ist sehr unscheinbar, zellig-zerfressen, nierenförmig-traubig, pisolithisch und oft gewunden und gebändert. Seine Farbe ist meist gelblichgrau oder aschgrau. Crinoidenreste sind in diesem Phosphorit nach Daubrée-de Launay noch erhalten und bezeugen so die allmähliche metasomatische Verdrängung von Kalkstein durch Phosphorit.

Die Phosphoritvorkommen von Estremadura wurden zuerst von William Bowles¹⁾ erwähnt (1782), welcher auch zuerst den Namen

¹⁾ Natural History and Physical Geography of Spain. Madrid 1782.

Phosphorit für diese Mineralien gebrauchte, weil sie, auf brennendes Holz geworfen, im Dunkeln aufleuchteten. —

Die Produktion dieser spanischen Gruben war zeitweise sehr hoch. So haben allein die Gruben von Cáceres im Jahre 1869 180 000 Tonnen gefördert. Die heutige Förderung ist ganz minimal.

Nach Ingalls, *The Mineral Industry*, war die spanische Phosphatproduktion der letzten Jahre folgende:

1903:	1 124	Tonnen
1904:	3 305	„
1905:	1 370	„
1906:	1 300	„
1907:	3 078	„
1908:	4 483	„

Die Phosphatlagerstätten Großbritanniens.

I. Die silurischen Phosphatlagerstätten in Nordwales¹⁾.

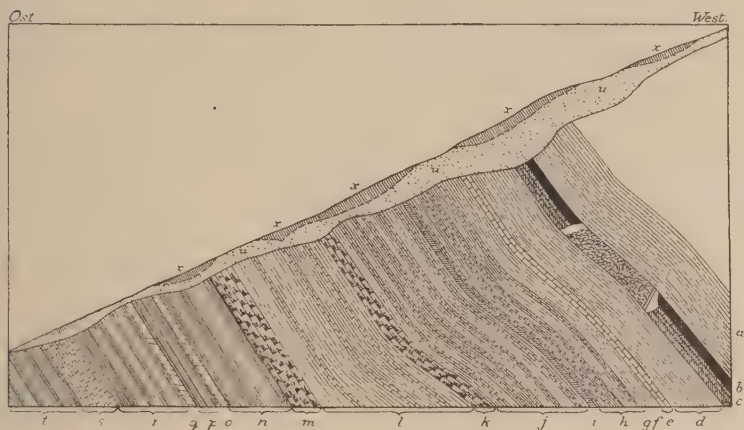
Die Phosphate von Nordwales liegen in einem Gebiete zwischen der Stadt Llanfyllin und zwischen den Bergen nördlich und westlich von Dinas Mowddwy. Sie bedecken hier ein Gebiet von etwa 140 Quadratmeilen.

Das Liegende dieser Phosphate ist untersilurischer Bala-Kalkstein, das Hangende ist fossilreicher Tonschiefer. Alle diese Schichten sind gefaltet. Infolgedessen haben die Flöze und ihre Nebengesteine eine sehr steile, oft beinahe vertikale Lagerung. Die Mächtigkeit der Phosphate schwankt zwischen 15 und 45 cm. Ihre Farbe ist schwarz, infolge einer Beimengung kohlenstoffhaltiger Substanz, selten, wo diese fehlt, gelb. Das Lager setzt sich zusammen aus mehr oder weniger dicht

¹⁾ O. Fisher, On the Phosphatic Nodules of the Cretaceous Rock of Cambridgeshire. *Quat. Journ. Geol. Soc. London.* XXIX. 1873. S. 52—63. — W. J. Sollas, On the Coprolites of the Upper Greensand Formation and on Flints. *Quat. Journ. Geol. Soc. London.* XXIX. 1873. S. 76—81. — Davies, The phosphorite deposits of North Wales. *Quat. Journ. Geol. Soc.* XXXI. 1875. S. 357. — Davies, On a bed of phosphates of lime in North Wales. *Geol. Magaz.* V. IV. S. 257. — H. Teall, The Potton and Wicken Phosphate deposits. Cambridge 1875. Deighton, Bell & Co. — H. Seeley, Rock of the Cambridge greensand. *Geol. Magaz.* 1886. S. 302. — R. A. F. Penrose jr., The nature and origin of deposits of phosphate of lime. *Bull.* 46. United St. Geol. Survey. 1888. (Enthält 53 Literaturangaben über die Phosphatlagerstätten Englands.) — X. Stainier, *Bibliographie générale des gisements de phosphates* (2^e édition). *Annales des mines de Belgique.* 1902. S. 372ff. (Enthält 68 Literaturangaben über die Phosphate Großbritanniens.)

gepackten Konkretionen, die in einer Grundmasse von schwarzem Schiefer-ton eingebettet sind. Pyrit ist dem Phosphorit beigemengt.

Die Größe dieser silurischen Phosphatkongkretionen schwankt zwischen der eines Eies und der einer Kokosnuß. Sie enthalten 60—69 Prozent Tricalciumphosphat. Der Durchschnittsgehalt der ganzen Lage inklusive



Figur 81.

Profil durch die Schichten der „Berwyn Phosphorite Mine“, westlich von Llangynog, Nord-Wales.
(Nach Davies.)

Höhenmaßstab zum Längenmaßstab wie 900 : 262.

- | | |
|---|--|
| a = Grauer Schiefer-ton mit Echinodermen und anderen phosphatisierten Fossilien. | l = Blauer Schiefer-ton mit Kalkstein-schmitzen. |
| b = Phosphatführende Schicht. | m = Kalkstein mit zahlreichen Fossilien. |
| c = Dunkler Kalkstein, imprägniert mit Phosphat. | n = Blauer Schiefer-ton mit dunklen Phos-phatknollen und kleinen Trilobiten. |
| d = Dunkler Schiefer-ton mit Schwerspat-gängen, nach oben in weichen Ton übergehend. | o = Kaolin. |
| e = Kalkstein mit Barytgängen. | p = Kalkiger, fossilreicher Schiefer-ton. |
| f = Dunkler Schiefer-ton. | q = Kaolin. |
| g = Blaugrauer Kalkstein. | r = Abwechselnde Bänke von Tonschiefer, Kalkstein und Schiefer-ton. |
| h = Kalkstein und Schiefer-ton. | s = Kalkstein, hauptsächlich bestehend aus <i>Orthis spiriferoides</i> . |
| i = Blauer Schiefer-ton. | t = Schiefer-ton mit Kalksteinbänken. |
| j = Kalkstein und Schiefer-ton mit Fossilien, wie <i>Orthis</i> , <i>Leptaena</i> , <i>Bellerophon</i> usw. | u = Oberflächen-Ablagerungen. |
| k = Kristalliner Kalkstein. | x = Torflager. |

der Grundmasse, die auch etwas Phosphorsäure enthält, beträgt 46 Prozent. Durch Aufbereitung kann dieser Gehalt auf 55 Prozent erhöht werden.

Die erste der unterlagernden Kalksteinbänke ist gewöhnlich nicht über 15 cm mächtig. Sie enthält 15—20 Prozent Tricalciumphosphat.

Durch zwischenlagernde dünne Kalksteinbänke kann das Phosphatflöz auch in zwei, selten sogar in drei Lager (z. B. Berwyn-Mine) getrennt werden. Im allgemeinen bleibt der Charakter der Flöze überall derselbe, nur im östlichen Teile, etwa bei Llanfyllin, werden die Flöze sandiger und unreiner, während sie im Westen, bei Llan-y-Mawddy mehr Schwefel aufnehmen, wobei der Phosphatgehalt schließlich ganz durch Schwefel verdrängt werden kann. Eine charakteristische Analyse von Llan-y-Mawddy ergab nach Davies:

Tricalciumphosphat . . .	2,90	1,72
Schwefel	34,38	34,20

Von silurischen Fossilien hat Davies in diesen Phosphatflözen unter anderen folgende festgestellt: *Modiola*, *Aviculopecten*, *Orthoceras*, *Orthis*, *Lingula* und *Trilobiten*. H. Johnson fand in Dünnschliffen auch zahlreiche Reste von Schwämmen.

Eine Durchschnittsprobe von 8 Tonnen zum Verkauf fertigen Phosphates ergab nach Davies (Nesbitt & Co.):

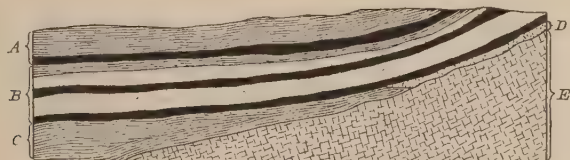
Feuchtigkeit	0,35
Konstitutionswasser . . .	2,65
Kieselsäure	28,75
Eisenoxyd und Tonerde . .	4,60
Kalk	32,62
Phosphorsäure	23,79 = 51,95 Tricalciumphosphat.
Kohlensäure	2,80
Schwefelsäure	0,96
Sonstiges	3,48
	<hr/>
	100,00

Zwei andere Durchschnittsanalysen von 8 Tonnen fertige Ware ergaben 54,97 resp. 55,80 Prozent Tricalciumphosphat. Beachtenswert in allen Analysen ist der geringe Gehalt an Eisen und Tonerde. Fluor ist in Spuren vorhanden, Calciumkarbonat fehlt fast vollkommen. — Die Phosphatflöze von Nordwales wurden 1863 entdeckt. Die Förderung geschah unterirdisch.

II. Die cretaceischen Phosphatlagerstätten Großbritanniens.

In der Grafschaft Bedford und Cambridge enthalten die Ablagerungen des unteren Grünsand (= Oberes Neocom), des Gault und des oberen Grünsand (= Cenoman) Phosphatflöze. Das unterste und zugleich wichtigste derselben wurde in der Umgegend von Sandy, sowie nord-

östlich von Wicken und Potton, Bedfordshire, abgebaut. Die Lagerung dieser unteren Grünsande zeigt an verschiedenen Orten einige Schwankungen. Bei Upware, Cambridgeshire, bildet die Basis der ganzen Ablagerung loser, poröser oder kompakter, oolithischer und bisweilen toniger Korallenkalk des Coral Rag. (Ob. Jura). Dieser wird überlagert von Tonen des

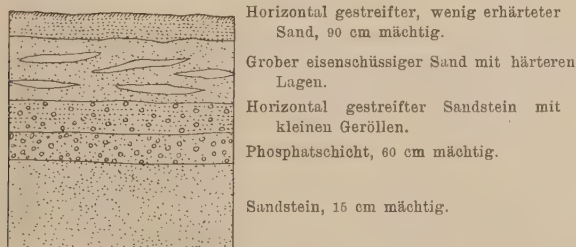


Figur 82.

Profil durch die Phosphatschichten bei Upware, Cambridgeshire. (Nach W. Keeping-Penrose.)

- | | |
|--|------------------------------------|
| A = Gault und Schichten mit Phosphatknollen. | C = Kimmeridge, Ton und Coral Rag. |
| B = Ton, Sand und Schichten mit Phosphatknollen. | D = Übergangsgestein. |
| | E = Kalkstein. |

Kimmeridge, worauf dann ein unteres Phosphatlager folgt. Das Hangende dieses Lagers bilden Sande, die oben und unten in unregelmäßigen Partien zu schwach phosphathaltigem Sandstein verkittet sind. Weiter im Hangenden folgt dann ein oberes, heller gefärbtes Phosphatlager, worauf wieder

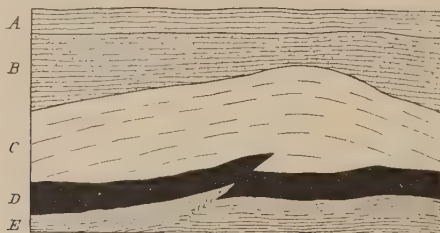


Figur 83.

Profil durch die Phosphatschichten von Sandy Heath Bedfordshire. (Nach Davies.)

Sande, dann Tone und zuletzt noch ein drittes Phosphatlager folgen. Das unterste dieser drei Lager ist meist durch kalkhaltiges Material verkittet, während die beiden oberen lose und sandig sind. An anderen Stellen, z. B. bei Sandy, sind alle drei Flöze zu einem verschmolzen. Sie werden hier von etwa 15 m mächtigem Sandstein unterlagert und von Sand auch wieder überlagert.

Die Mächtigkeit der Flöze schwankte zwischen 15 cm (bei Potton) und 60 cm (bei Sandy Heath). Ihrer petrographischen Struktur nach sind diese Flöze Konglomerate, in welchen Phosphatknollen und Gerölle durch eisenschüssigen Sand verkittet werden. Die sandige Einbettungsmasse enthält aber im Gegensatz zu dem Vorkommen im oberen Grünsand keine Phosphorsäure. Die Größe der runden oder ovalen Phosphatknollen schwankt zwischen der einer Erbse und der eines Eies. Ihre äußere Farbe ist hellbraun, ihre innere dunkelbraun oder schwarz. Im Liegenden des Lagers sind die Knollen meist dunkler gefärbt. Die Phosphate sind manchmal vollkommen homogen und opalähnlich, manchmal auch sandig. Zwischen dichten Phosphaten und phosphathaltigem Sandstein gibt es alle Übergänge.



Figur 84.

Gestörte Lagerungen der Phosphatschichten in Cambridgeshire. (Nach O. Fischer-Penrose.)

- | | |
|---------------------------|----------------------------------|
| A = Humusboden; | D = Schicht mit Phosphatknollen; |
| B = Ton und toniger Kies; | E = Gault. |
| C = Weißer Ton; | |

Die Verteilung der Phosphate innerhalb des Flözes ist nicht gleichmäßig; öfters reichern sie sich in Nestern an. Abgerollte Bruchstücke von Fossilien älterer Schichten (vor allem Ammoniten) sind zwischen den Phosphaten oft vorhanden¹⁾. Diese älteren Fossilien sind auf ihrer primären Lagerstätte nicht phosphatisiert. Zeitlich muß daher der Absatz der Phosphorsäure in die Kreidezeit verlegt werden. In geringer Menge finden sich auch nichtabgerollte Reste gleichaltriger Meerestiere. Diese phosphathaltigen Konglomerate sind als Grundkonglomerate des trans-

¹⁾ Zahlreiche Versteinerungen aus dem oberen Jura (Oxford, Kimmeridge, Portland) und aus dem Neocom (Hamites, Am. Deshayesii, Ancyloceras, Thetis minor usw.). Selten auch karbonische Crinoiden. Häufiger verkieselt Holz. Unter anderem auch Iguanodonreste aus dem Wealden.

gredierenden Kreidemeeres zu deuten, ähnlich wie die Hilskonglomerate Norddeutschlands.

Eine Durchschnittsprobe dieser Phosphate ergab nach Davies-Völcker:

Konstitutionswasser	5,17	
Phosphorsäure	22,39 = 48,51	Tricalciumphosphat.
Kalk	32,73	
Magnesia, Tonerde, Fluor. .	6,64	
Kohlensäure	3,06	
Eisenoxyd.	8,08	
Kieselsäure	21,93	
	<hr/>	
	100,00	

Bei Ely, nördlich von Cambridge, lagert ein ähnliches, 15—30 cm mächtiges Flöz in einem höheren Horizont unmittelbar über dem Gault. Die oft zerbrochenen Knollen dieser etwas reicheren Phosphatflöze entstammen zum größten Teil älteren Lagern. Bewiesen wird dies unter anderem durch das Anhaften zahlreicher Muscheln (*Plicatula*) auf diesen Knollen. In ihrem Innern sind diese Phosphate dunkelbraun, außen sind sie grün gefärbt. Knochen von Vögeln, Reptilien und Fischen sind ihnen beigemengt.

Seeley und Penrose unterscheiden unter diesen Phosphaten von Ely zwei Typen. Der eine ist rotbraun gefärbt und weich wie Kalkstein. Der andere ist von dunkelbrauner Farbe, dabei sehr hart und schwer. Diese letztere Varietät findet sich vor allem an der Oberfläche von Versteinerungen und scheint einmal in einem plastischen Zustand gewesen zu sein. Diese Substanz wurde von Mantell „Molluskit“ bezeichnet. Sie enthält Kohlenstoffverbindungen tierischen Ursprungs.

Einige der Phosphatknollen zeigen Schwundrisse und eine eigentümliche Chagrin-Oberfläche wie Leder. Der äußere Teil der Knollen ist oft reicher an Phosphat als der innere. Way hat nach Penrose hierüber folgende Beobachtungen gemacht:

Außen . . .	{	32,27	Proz.	Calciumphosphat.
		61,71	„	Calciumkarbonat.
In der Mitte	{	13,87	„	Calciumphosphat.
		67,14	„	Calciumkarbonat.
Im Innern .	{	10,26	„	Calciumphosphat.
		67,17	„	Calciumkarbonat.

Diese Beobachtungen beweisen, daß die Phosphatisierung von außen erfolgte.

Eine Analyse gibt nach Voelcker-Davies folgende Resultate:

Feuchtigkeit und organische Substanz . .	4,68
Kalk	48,21
Magnesia	1,12
Eisenoxyd	2,46
Tonerde	1,36
Phosphorsäure	25,29
Kohlensäure	6,66
Schwefelsäure	0,76
Natriumchlorid	0,09
Kali	0,32
Natrium	0,50
Unlöslich (Kieselsäure usw.)	8,64
Fluor und Verlust	4,96
	<hr/>
	100,05

III. Die tertiären Phosphatlagerstätten Großbritanniens.

Tertiäre Phosphatlagerstätten finden sich in Großbritannien in Norfolk, Suffolk und Essex, vor allem in Suffolk, wo sie bei Sutton und zwischen den Flüssen Orwell, Deben und Alde abgebaut wurden.

Im Liegenden dieser Lager liegt überall untereocäner London Clay; im Hangenden oberpliocäner Coralline Crag oder höher gelegener Red Crag, Norwich Crag und Chillesford Crag.

Die Mächtigkeit des Phosphatflözes schwankt zwischen 5 und 45 cm. Stellenweise keilt das Flöz aus, bisweilen teilt es sich auch. Isolierte Phosphatknollen, kleine Lagen von Phosphat finden sich auch in den überlagernden Schichten.

Petrographisch bestehen diese tertiären Vorkommen aus einem Konglomerat von Phosphatknollen, Muschelschalen, Zähnen, Knochen und Geröllen, letztere aus Granit, Feuerstein und anderem Material. Von den begleitenden Fossilien seien genannt *Cardium edule*, *Pectunculus glycymeris* und *Cyprina islandica*. Die Phosphatknollen enthalten im Durchschnitt 53 Prozent phosphorsauren Kalk und 13 Prozent phosphorsaures Eisen. Verteilung und Güte der Phosphate schwankt sehr, ebenso auch die Verteilung der Knochen. Bisweilen hat man große Mengen von Knochen und Zähnen von Mastodon, Rhinoceros und anderen Säugetieren gefunden, ebenso auch große Walfischrippen und Haifischzähne. Die abgerundete

und gerollte Form vieler dieser Phosphate weist auf sekundäre Lagerstätten hin. Jenyns glaubt, daß sie dem London Clay entstammen, während Prestwich die Heimat der „Red Crag“-Phosphate teilweise im Coralline Crag vermutet.

Außen zeigen die Phosphatknoten meist eine Anreicherung. Zwei Analysen von T. J. Herapath teilt uns Penrose mit:

1. Außen . .	{	1,105	Proz. Fluorcalcium.
		40,019	„ Phosphorsäure.
Innen . .	{	0,611	„ Fluorcalcium.
		34,015	„ Phosphorsäure.
2. Außen . .	{	3,996	„ Fluorcalcium.
		32,043	„ Phosphorsäure.
Innen . .	{	1,961	„ Fluorcalcium.
		21,046	„ Phosphorsäure.

Im Werte stehen diese tertiären Phosphate den anderen Phosphaten Englands nach. Im Vergleich mit diesen enthalten sie weniger Tricalciumphosphat und mehr Eisen, zudem sind sie härter. —

Schon um das Jahr 1790 wurden in England tertiäre Phosphate zu Dungzwecken benutzt. Größere Aufmerksamkeit erregten sie jedoch erst seit 1845.

Die Produktion der Phosphate Großbritanniens betrug in früheren Jahren nach Davies (entnommen einer Notiz von Robert Hunt in „Mineral Statistics of the United Kingdom“):

	Tonnen	Wert £
1875	250 000	627 000
1876	258 000	625 000
1877	69 000	200 000
1878	54 000	150 000
1879	34 000	73 750
1880	30 000	70 950
1889	20 000	38 250
1890	18 000	29 500

Heute ist die Produktion fast ganz erloschen.

Die Phosphatvorkommen auf Malta.

Die Insel Malta¹⁾ und die nordwestlich hiervon gelegene Insel Gozzo führen Phosphate. Geologisch bestehen beide Inseln aus ziemlich horizontal gelagerten Schichten des Oligocän und des Miocän. Nach Murray kann man von oben nach unten unterscheiden:

1. Oberen Korallenkalk, ein sehr fossilreicher Kalk, entsprechend dem Leithakalk des Wiener Beckens (bis 75 m). Er ist eine Seichtwasserbildung und enthält Spuren von Phosphorsäure.
2. Grünsand (Helvetien), fossilreich, stellenweise fast nur aus Glaukonit bestehend; 6—15 m (bis 6 Prozent P_2O_5).
3. Blauen Ton oder Mergel, 12—24 m, ohne sichtbare größere Fossilien, nur reich an Foraminiferen.
4. Globigerinen Kalkstein (Aquitaniens), 75 m, enthält in verschiedenen Horizonten Phosphatknollen.
5. Unterer Korallenkalk, 150 m mächtig, eine Seichtwasserbildung (Nulliporenkalk).

Der als Muttergestein der Phosphate in Betracht kommende oligocäne Globigerinenkalkstein gliedert sich nach Cooke von oben nach unten in folgender Weise:

- a) Grauer, feinkörniger Kalkstein, 4,50—6 m.
- b) Erste phosphathaltige Kalkbank, 30 cm.
- c) Weißer, kompakter Kalkstein, 12—15 m.
- d) Zweite phosphathaltige Kalkbank, 60 cm.
- e) Wechselnde dünne Phosphoriteinlagerungen.
- f) Weicher blauer Kalkstein, 15 m.
- g) Weißer Kalkstein mit Feuersteinen, 30 m.
- h) Vierte phosphathaltige Kalkbank, 90—120 cm.

Die vierte Phosphatbank ist die wichtigste. Sie enthält zahlreiche organische Reste. Die Phosphate aller dieser Bänke sind unregelmäßig gestaltete Konkretionen, welche in einer weichen, lockeren Kalkmasse eingebettet sind. Die Knollen der vierten Bank sind dunkel schokoladenbraun gefärbt und eigentümlich gerunzelt. Sie enthalten bis gegen 40 Prozent Tricalciumphosphat, der einschließende Kalkstein dagegen nur etwas über 1 Prozent. Organische Reste sind in den Knollen häufig vorhanden.

¹⁾ J. Murray, The Maltese Islands, with special reference to their geological structure. Scot. Geogr. Magaz. VI. 1890. Ref. N. Jahrb. 1891. II. 131 ff. — J. H. Cooke, The phosphate beds of the Maltese Islands. Eng. Min. Journ. LIV. 1892. S. 200—201. Ref. Z. f. p. G. 1893. S. 243. — J. H. Cooke, The phosphate beds of the Maltese Islands and their possibilities. The Mediterranean Naturalist. II. 1892. Nr. 14. Ref. N. Jahrb. 1895 I. S. 509.

Da der Globigerinenkalkstein als Tiefseebildung aufgefaßt wird, so müssen sich auch die gleichzeitig entstandenen Phosphate am Boden einer Tiefsee gebildet haben. Es erinnert diese Bildungsgeschichte an Phosphatknollen, welche die Challenger-Expedition am Kap der Guten Hoffnung aus 570 m Tiefe gefischt hatte, und die auch nur organischer Phosphorsäure ihre Entstehung verdanken können.

Die Phosphatvorkommen in Rußland¹⁾.

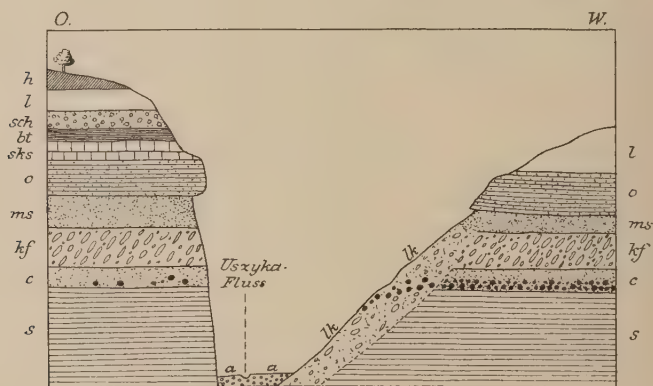
1. Die Phosphatkugeln der Kreideschichten in Russisch-Podolien.

Runde Phosphatkugeln finden sich in großer Menge an den tief eingeschnittenen Talgehängen des Dniester und seines Nebenflusses, der Ladawa in Russisch-Podolien. Das Nebengestein dieser Phosphate ist ein ziemlich hartes Mergelkonglomerat oder noch häufiger ein Grünsand, der von Kreide überlagert und von paläozoischen Schichten unterlagert wird. Seinem Alter nach gehört dieses Nebengestein zum Cenoman. Bewiesen wird dieses Alter durch zahlreiche Fossilienfunde, wie *Exogyra columba*, *Janira striaticostata*, *Ammonites rhotomagensis* und andere, die E. v. Dunikowski in einem Stollen des Karnaczewkaer Phosphoritbergwerkes in der Gegend von Morozow am Uszycalflusse gemacht hatte. (Fig. 85.)

Die Phosphate Podoliens sind meist reguläre Kugeln mit im Innern strahligblättriger Struktur. Ihre Größe erreicht die einer Kegelskugel. Im Innern zeigen die Phosphate stets Sprünge, die im Zentrum am weitesten sind, an der Peripherie aber enger werden oder ganz verschwinden. An

¹⁾ A. Alth, Ueber Phosphatkugeln aus Kreideschichten in Russisch-Podolien, *Jahrb. d. k. k. Geol. R.-Anst.* XIX. Bd. 1869. S. 69—74. — Schwackhöfer, Über die Phosphoriteinlagerungen an den Ufern des Dniester in russisch und österreichisch Podolien und in der Bukowina. *Jahrb. k. k. Geol. R.-Anst.* XXI. 1871. S. 211—230. — E. v. Dunikowski, Geologische Verhältnisse der Dniesterufer in Podolien. *Verh. k. k. Geol. R.-Anst.* XXXI. 1881. S. 82. — E. v. Dunikowski, Geologische Untersuchungen in Russisch-Podolien. *Zeitschr. d. D. G. G.* 1884. S. 41 ff. — W. Tschirwinsky, Chemische und mikroskopische Untersuchung der Phosphorite von Podolien. *Mem. d. l. Soc. Natur. d. Kieff* t. XX. livre 3. S. 743—783. (Russ.) — Freundliche briefliche Mitteilungen von Prof. J. Samojloff in Moskau an den Verfasser. (1./14. X. 1910.) — Yermolow, Recherches sur les gisements de phosphate de chaux fossile en Russie. *St. Petersburg* 1873. — Fuchs et de Launay, *Traite des gites mineraux*. Paris 1893. I. Bd. S. 380 ff. — J. Samojloff, Berichte über die geologische Erforschung der Phosphoritlager. Lief. 1. *Das Gouvernement Kostroma*, Moskau 1909. 158 S. 4 Taf. 1 Karte, 10 Abb. (Russ.) — X. Stainier, *Bibliographie générale des gisements de phosphates* (2^e édition). *Annales des mines de Belgique* 1902. S. 790 ff. (Enthält 91 Literaturangaben über Phosphate Rußlands.)

der Oberfläche sind diese Kugeln meist glatt und schwärzlichgrau oder bräunlich gefärbt. Die Zwischenräume zwischen den federartig sich verzweigenden Strahlen sind entweder leer oder mit einer weißen erdigen Substanz, mit einem braunschwarzen Pulver oder mit kristallinem Calcit angefüllt. Einzelne dieser Kugeln führen Pyrit, seltener auch Bleiglanz. Die ursprüngliche Lagerstätte dieser Kugeln gehört dem Silur an, welches das Cenoman unterlagert. Ihr Muttergestein war hier ein grauschwarzer bis grünlicher Tonschiefer, in welchem große, aber ziemlich spärliche



Figur 85.

Profil durch die beiden unsymmetrischen Talhänge des Uszycaflusses bei Morozow. ---
(Nach E. v. Dunikowski.)

s = Silur; c = Cenomansand mit Phosphoritkugeln; kf = oberste Kreide mit Feuersteinen;
ms = Mediterransand; o = sarm. Oolithe; sars = sarm. Kalke und Sandsteine; bt = obersarm.
Bivalventegel; sch = Schotter; l = Löß; h = Humus; lk = unreiner Löß am rechten Talhänge
mit Schotter, Gesteintrümmern, Feuersteinen usw.; a = Alluvium des Flusses;
• = Phosphoritkugeln.

Kugeln in einem bestimmten Niveau an der oberen Grenze der Formation auftraten. Ober- und unterhalb dieser primär gelagerten Phosphatknoten macht die Schieferung des silurischen Tonschiefers stets eine Biegung, so daß die Ablagerung der Kugeln wohl früher erfolgte als die Schieferung des silurischen Tones. Von den cenomanen Kugeln lassen sich diese silurischen sofort unterscheiden. Die cenomanen Kugeln sind glatt und sehen wie geschliffen aus. Die silurischen dagegen haben eine raue, höckerige Oberfläche und lösen sich manchmal in konzentrischen Schalen an ihrer Oberfläche ab. Es erklärt sich diese Verschiedenheit dadurch, daß die Phosphate des Silur auf primärer, die des Cenoman auf sekundärer

Lagerstätte liegen. Bemerkenswert ist es, daß überall dort, wo sich Phosphatkugeln im Cenoman finden, solche im Silur fehlen. Der Gehalt der Kugeln an Tricalciumphosphat übersteigt fast immer 70 Prozent. Die Vorkommen werden durch zahlreiche Stollen am Gehänge der Täler ausgebeutet.

2. Sonstige Phosphatlagerstätten Rußlands.

Die Phosphatlagerstätten Rußlands besitzen heute trotz ihrer großen Verbreitung noch keine Bedeutung. Sie gehören meist der Kreide (Turon und Senon, teilweise Cenoman) und dem Jura an, in geringer Menge auch dem Silur, Jura und Tertiär.

1. In Mittel-Rußland liegen die wichtigsten Phosphatvorkommen an der Nordseite des dortigen Kreidegebietes. Sie dehnen sich hier von der Desna bis zum Don aus, ein Gebiet von ungefähr 600 km Länge und 100 bis 150 km Breite. Im westlichen Teil dieses Gebietes, im Distrikt Roslawl, Gouvernement Smolensk, liegen die Phosphatknollen in einem lockeren, grau-grünen Sande. Sie finden sich hier in zwei Varietäten, als grau-grüne, kieselsäurereiche Knolle mit 31,48 Prozent Tricalciumphosphat und als schwarze erdige Masse mit 56,16 Prozent Tricalciumphosphat. Östlich hiervon liegen die dunklen Phosphate der Umgegend von Briansk und Orel. In der Umgegend von Kursk erreichen die Phosphatlager eine Mächtigkeit von 20 cm. Sie treten hier plattenförmig auf, oben glatt und an ihren Unterflächen rauh. Sie enthalten zahlreiche Fossilreste. Der Durchschnittsgehalt an Tricalciumphosphat beträgt 38,71 Prozent. In der Literatur sind diese Vorkommen unter dem Namen Samorod (= von selbst entstanden) bekannt. Sie wurden lange Zeit als Pflastermaterial für Chausseebauten benutzt. Ein ähnliches, aber glimmerreiches Phosphat findet man bei Woronesch.

2. Im östlichen Rußland lagern bei Tambow Phosphatknollen unter einem glaukonitischen Sandstein. Im Hangenden des Lagers liegt eine Lage dieser Knollen, welche von lockeren grünbraunen Sanden mit einzelnen Phosphatknollen unterlagert wird. Die Mächtigkeit des Vorkommens beträgt 60 cm. Nach de Launay sind pro Hektar 60 000 Tonnen Fördergut vorhanden. Der Phosphatgehalt beträgt im Durchschnitt 44,04 Prozent. Bei Spassk liegen Phosphatknollen auf grünbraunen Sanden. Ihr Durchschnittsgehalt beträgt 47,39 Prozent; ihre Mächtigkeit 35—40 cm. Bei Saratow lagern Phosphate (30 cm) in Grünsanden. Die Farbe der Knollen ist tiefschwarz, ihr Bruch erdig. Sie enthalten 32 Prozent Tricalciumphosphat und viele organische Reste. Ihre Ausdehnung erreicht mehr als 40 km.

3. Sonst finden sich in Rußland noch zahlreiche isolierte Vorkommen, wie die grauen Phosphatknochen in den jurassischen Schichten von Nijni-Nowgorod, die Phosphatknochen im Jura von Moskau oder die sekundär aus der Kreide stammenden Phosphate im Tertiär bei Kiew.

Sonstige Phosphatvorkommen in Europa.

Auf **Bornholm**¹⁾ finden sich Phosphate im Kambrium, Silur und in der Kreide. Dieselben haben nur mineralogisches Interesse. Sie liegen stets an der Basis der Schichtenserie und scheinen aus den hangenden Partien ausgelaugt zu sein.

In **Schweden**²⁾ finden sich in den unterkambrischen Schieferen Phosphatkonkretionen, die bis 3,36 Prozent Fluor enthalten. Dieselben sind vollkommen unabbaubar.

Auf **Sizilien**³⁾ hat man in der Umgegend von Modica Phosphatknochen mit 20—25 Prozent P_2O_5 gefunden. Diese Knochen gehören denselben Horizonten an wie die Vorkommen von Malta. Ökonomisch haben sie keine Bedeutung.

Die Phosphatlagerstätten Afrikas.

Die Phosphatlagerstätten von Algier und Tunis.

Die Phosphatlagerstätten von Algier und Tunis⁴⁾ sind in den letzten Jahren zu großer Blüte gelangt. Sie seien im folgenden ihrer großen wirtschaftlichen Bedeutung wegen eingehender behandelt.

¹⁾ Deecke, Die phosphoritführenden Schichten Bornholms. Mitt. naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern und Rügen. XXIX. 1897.

²⁾ J. G. Andersson und N. Sahlbom, Über den Fluorgehalt schwedischer Phosphorite. Bull. of the geol. Instit. of the University of Upsala. IV. 1900. S. 79.

³⁾ E. Ragusa, Ritrovamento di fosforiti a Modica. Estrait B. Ac. Gioenia Sc. Nat., N. sér., n. LXXI., 5 pp. Catania 1901.

⁴⁾ M. Pomel, Le Suessonien à Nummulites et à phosphates des environs de Souk-Arras. Ass. franc. 17^e sen. Oran 1888. — F. Aubert, Note sur l'Éocène tunisien. Bull. d. l. Soc. géol. de France. 20. Avril 1891. Paris. — Ph. Thomas, Gisements de phosphate de chaux des Hauts-Plateaux de la Tunisie. Bull. d. l. Soc. géol. de France. T. XIX. 1891. Paris. S. 374ff. — Ass. franc. 23^e Sess. Caen 1894. Mit Abhandlungen von D. Levat und Pallary. — M. Blayac, Note sur les lambeaux suessoniens à phosphate de chaux de Bordj-Redir et du Djebel Mzeita. Ann. d. min. 9. livr. 1894. Paris. S. 331ff. — Blayac, Description géologique de la région des phosphates du Kouif près Tebessa. Ann. d. min. 1894. S. 319ff. — D. Levat, Etude sur l'industrie des phosphates et superphosphates. Ann. d. min.

I. Allgemeiner geologischer Überblick.

Das Landschaftsbild von Tunis und Algier setzt sich topographisch aus Ebene, Hochplateau und isoliertem Inselberg zusammen. Die Bildung dieser Topographie ist eine Folge der Abtragung (Denudation und Erosion), die aber in dieser charakteristischen Weise nur bei dem hier herrschenden Wechsel in der petrographischen Zusammensetzung der Schichtgesteine erfolgen konnte.

Stratigraphisch betätigen sich am Aufbau dieses Landes folgende Formationen: Trias, Jura, Kreide, Tertiär und Quartär. Für die Phosphat-lagerstätten kommen nur die drei letztgenannten Formationen in Betracht.

Die ziemlich mächtige Kreideformation beginnt mit einer Abteilung der unteren Kreide, mit dem Aptien. Dieses führt in den unteren Partien vor allem Mergel, in den oberen Teilen Kalke. Überlagert wird das Aptien konkordant von Albien, petrographisch charakterisiert durch bituminöse, sehr harte Mergel mit oft splittrigem Bruche. Hierauf folgen dunkle, leicht zersetzbare Mergel des Cenoman, dann härtere Mergel und Kalke des Turon, und zuletzt ebensolche Gesteine des Senon. Durch zahlreiche Fossilien ist das Alter aller dieser Schichten genau zu bestimmen.

Über dem Senon liegt konkordant oder durch eine kleine Diskordanz getrennt das Eocän. Das Eocän ist das Muttergestein der abbauwürdigen Phosphate. Es besteht aus wechselnden Mergeln und milden Kalkbänken, die von weißen, etwa 30 m mächtigen Kalken überlagert werden. Hierauf folgt dann die Hauptmasse der häufig nummulitenführenden Eocänkalke. Jungtertiäre (miocäne) und quartäre Ablagerungen legen sich noch darüber.

1895. S. 5 ff. (Enthält auch eine Kostenberechnung und bergwirtschaftliche Notizen.) — L. Chateau, Les gisements de phosphate de chaux dans les provinces de Constantine et d'Alger. Mem. d. l. Soc. des Ing. civ. d. France. Paris 1897. S. 120 und 2 Tafeln. — J. Dugast, Les phosphates d'Algerie. Rev. gen. d. Scien. pur. et appl. Paris 1897. — L. de Launay, Les richesses minerales de l'Afrique. Paris 1903. S. 206 ff. (Enthält noch weitere Literaturangaben.) — L. Laurent, Les produits coloniaux d'origine minerale. Bibl. col. Paris 1903. — L. Pervinquiere, Etude geologique de la Tunisie centrale. Paris 1903. — Ph. Thomas, Sur un nouvel horizon phosphatifere du Sud de la Tunisie. Paris 1904. — O. Tietze, Die Phosphatlagerstätten von Algier und Tunis. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907. S. 229 ff. — C. Pilotti, Cenni sui giacimenti di fosfato dell' Algeria e della Tunisia. Pubblicazione del Corpo reale delle miniere. Nr. 26. Roma 1908. — B. Granigg, Bemerkungen über einige Erz- und Phosphatbergbaue im centralen Tunis und im Küstengebiet Algeriens. Oesterr. Zeitschr. f. B. u. H. W. 1909. S. 739 ff. — X. Stainier, Bibliographie générale des gisements de Phosphates (2^e édition). Ann. d. min. de Belgique. 1902. S. 76 ff. (Enthält 50 Angaben über die Phosphat-Literatur von Algier und Tunis.) — Eigene Beobachtungen des Verfassers in Gafsa, September 1910.

Die Tektonik dieses Gebietes wird im allgemeinen durch zwei aufeinander senkrecht stehende Faltsysteme gekennzeichnet, von welchen das eine Südwest—Nordost, das andere senkrecht dazu streicht. Zahlreiche Verwerfer treten hier und da auf. Störungen innerhalb der pliocänen Ablagerungen beweisen, daß Bewegungen in diesem Gebiete auch noch in den jüngsten geologischen Verganngenheiten stattfanden.

II. Die Phosphatlagerstätten.

A. Allgemeines.

Die Phosphatlager von Tunis und Algier finden sich vorwiegend an der Grenze zwischen Kreide und Tertiär. Außerdem hat man vereinzelte Phosphatvorkommen auch auf Erzgängen innerhalb jurassischer Gesteine angetroffen, die jedoch ohne große ökonomische Bedeutung sind. Ganz ohne Bedeutung sind die Phosphatvorkommen des jüngeren Tertiärs, des Miocän, obwohl gerade diese zuerst Veranlassung zum Phosphatabbau in Tunis und Algier gegeben haben. Die Hauptvorkommen des Landes, wie die von Tebessa und Gafsa, liegen alle im Eocän, gleich an der Grenze zur obersten Kreide. Alle diese Phosphatschichten bestehen nach Tietze aus einer Wechsellagerung von eigentlichen Phosphatflözen mit mehr oder weniger phosphathaltigen Mergeln und Kalken.

Die dünnsschichtigen, meist sehr gipsreichen Phosphatmergel führen das Phosphat oft in Form von Knollen. Dieselben enthalten zahlreiche Zähne und sonstige Fischreste. Die Größe und Gestalt dieser Knollen ist sehr verschieden. Sie sind meist rund und mit einer glänzenden Patina bedeckt. Die größten derselben sind stets arm an Phosphorsäure. Dieselbe hat sich in den Knollen immer nur randlich konzentriert, während das Innere aus reinem Kalkstein besteht. Die kleineren Knollen enthalten dagegen bis 70 Prozent Tricalciumphosphat. Mit diesen Mergeln wechseln in engster Verbindung häufig Gipsschichten, Cölestinknollen und alkalische Salze. Abbauwürdig sind diese phosphathaltigen Mergelbänke nicht. Sie begleiten aber konstant die wichtigen Phosphatflöze.

Die abbauwürdigen Phosphatbänke von Tunis und Algier werden zusammengesetzt aus einem Agglomerat kleiner Körnchen und größerer Partien, die aus Fischzähnen, Knochenresten und Koprolithen bestehen und durch Calcit verkittet sind. Beigemengt sind diesen Bestandteilen, namentlich an der Basis, kleinere und größere Kalkbrocken, die randlich oder auch ganz in phosphorsauren Kalk umgewandelt sind. Dieselben haben dann, wie in den Mergeln, außen eine braue glänzende Patina und im Innern matten, erdigen Bruch. Die Härte der Phosphate ist verschieden.

Meist sind sie so weich, daß sie sich zwischen den Fingern zerreiben lassen. Ihre Farbe ist hellgrau bis braun und grauschwarz. Beim Anschlagen verbreiten alle Phosphate einen starken bituminösen Geruch. Unter den ganz feinen Gemengteilen dieser Phosphate sind mikroskopisch Diatomeenreste nachgewiesen. Gips begleitet in kleineren oder größeren Mengen oft das Phosphat. Löcher von Bohrmuscheln sind im Liegenden der Lager an einigen Stellen festgestellt.

Die Mächtigkeit der einzelnen Phosphatbänke schwankt zwischen wenigen Centimetern und mehr als 3 m. Sie erstrecken sich alsdann oft ohne Unterbrechung auf viele Kilometer.

Die Phosphatlager sind mit den Resten des Eocäns über einen großen Teil des ganzen Landes zerstreut. Nach der Nord- und Ostküste zu nimmt der Phosphatgehalt ab. Es hängt dies mit der Lage der mehr südlich gelegenen Meeresküste der Eocänzeit zusammen, in deren Nähe sich die Phosphate ablagerten. Größere sekundäre Anreicherungen in den Lagerstätten sind im allgemeinen nicht beobachtet. Nur besitzen die Phosphatknollen (auch die Knochen) randlich oft einen höheren Phosphatgehalt als in der Mitte, ein Zeichen lokaler Umlagerung und sekundärer randlicher Anreicherung. Im folgenden mögen mehrere geologisch oder bergwirtschaftlich interessante Vorkommen spezieller besprochen werden.

B. Kurze spezielle Beschreibung einzelner Lagerstätten¹⁾.

(Vgl. die beigegebene Übersichtskarte.)

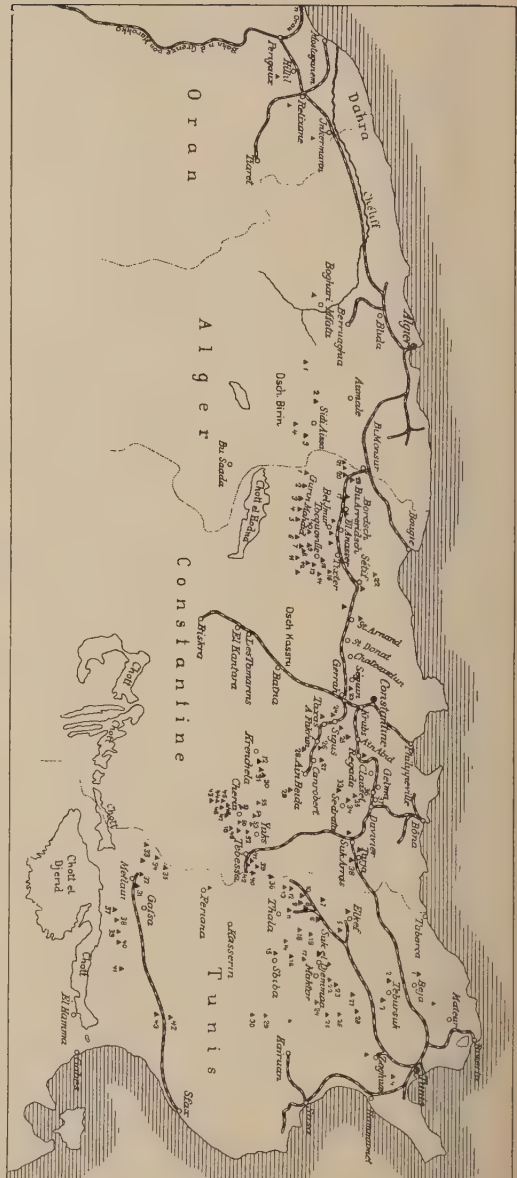
1. Departement Oran.

Im Departement Oran wurden in der Nähe der marokkanischen Küste bei Nemours die ersten Phosphate gefunden. Der erste Abbau fand am Djebel Tunai statt. Andere Fundorte entdeckte man bei Oran, Rio Salado, Inkermann, Lalla Maghnia, Misserghin, im Thale des Chéliff und in dem Dahra, einem Gebirgszug an der Küste östlich von Mostaganem.

An allen diesen Orten finden sich die Phosphate als junge, vielleicht diluviale Bildungen in Taschen- und Spaltenausfüllungen. Das Profil derselben ist im allgemeinen folgendes:

Oben: Eine rötliche, harte Schicht mit Schneckengehäusen, Knochen und Steinen.

¹⁾ Größtenteils eng angelehnt an die ausführlichen Mitteilungen von O. Tietze, Die Phosphatlagerstätten von Algier und Tunis. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907 S. 229.



Karte der Phosphatvorkommen in Alger und Tunis. (Nach O. Tietze.)

- Alger.**
1. Mui Adam.
 2. Kef Afil.
 3. Mahazem-el-Kebir.
 4. Dsch. Amris.
 9. Mzeila.
 10. Bordsch Redir.
 11. Selama.
 12. Kodur.
 13. Uied Si Achmed.
 14. Ain Ksar.
 15. Larba.
 16. Mahalla.
 17. El Achir.
 18. Krima.
 19. Mizta.
 20. Rumelia.
 21. Buzid.
 22. Ain Abessa.
 23. Uied Hannescht.
 7. Nechar.
 8. Shimmam.
 24. Fortasse.
 25. Mchar ben Abbes.
 26. Dschebenna si U.
 27. Chebka.
 28. Umebkrid.
 29. Chetschera.
 30. Haluta.
 31. Ain el Aurra.
 32. Kudiat El Gemah.
 33. Noulin Rochefort.
 34. En Negin.
 35. Bied Kafar.
 36. Petit Nador.
 37. Bu Quebech.
 39. Dyr.
 40. Kuf.
 41. Ain Kissa.
 42. Ain Dibia.
 43. Dscherrar.
 44. Agur-el-Kifen.
 45. Kef en Nessur.
 46. Bu-Kannech.
 47. Reddima.
 48. Ain Bahusch.
 49. Teniet Kell.
 50. Bir Tui.
 51. Dya Diamis.
 52. Tashent.
 53. Tifata.
 54. Trubla.
 55. Gurrigor.
- Tunis.**
1. Tied Kosch.
 2. Jorra.
 3. Sidi Ayed.
 4. Ressaq.
 5. Kef el Berrum.
 6. El Hud.
 7. Gann Halfaya.
 8. Maschuba.
 9. Kef el Kukisch.
 10. Bu Keobriah.
 11. Kalaat El Dschenda.
 12. Kef Rebha.
 13. Kalaat es Shum.
 14. Ras Sidi AH.
 15. Chaketha.
 16. Kef er Rai.
 17. Sekama.
 18. Ayta.
 19. Sta Uerran.
 20. Kef el Harrat.
 21. Kef el Suk.
 22. Mnar.
 23. Kef ech Chait.
 24. Kessera.
 25. Sordsch.
 26. Baryu.
 27. Massusch.
 28. Reba Shihna.
 29. Nasser Allah.
 30. Reban.
 31. Metlaui.
 32. Tseidscha.
 33. Redeyeff.
 34. Mraia.
 35. Ain Mutares.
 36. Ain Massa.
 37. Schellabla.
 38. Schib.
 39. Attra.
 40. Berda.
 41. El Ayalaht.
 42. Zebbens.
 43. Duara.

Unten: Schwach phosphathaltige Mergel und das abbauwürdige Phosphat, eine Lage konkretionären, sehr reichen Materiales von wechselnder Mächtigkeit.

Diese Spaltenausfüllungen finden sich vorwiegend im oberen und mittleren Miocän (Sahelien und Helvetien). Die in der oberen Breccie gefundenen, zerbrochenen und etwas abgerollten Knochen stammen von *Rhinoceros*, *Hippopotamus*, *Equus*, *Bos*, *Antilope*, *Testudo* und anderen. SchneckenSchalen sind zahlreich; Schalen eigentlicher Flußschnecken aber fehlen. Die Spaltenwände sind teilweise in Phosphat umgewandelt. Bruchstücke derselben kommen in der Ausfüllmasse vor, ebenso auch Reste eines Phosphates mit *Nummulites planulata* (also Eocän).

Das Phosphat dieser Lagerstätten hat ein achataähnliches Aussehen und ist schwärzlich und braungelb gebündert, oder es besteht aus gelbweißen Konkretionen. Selten ist es kompakt, meist drusig, mit Aragonit verwachsen, bisweilen auch körnig (schwarz).

Der Phosphatgehalt ist sehr schwankend. Abgebaut wurden nur die reichsten Phosphate, etwa von 65 Prozent Tricalciumphosphat an. Die Entstehung dieser Phosphate wird von den meisten Forschern als Absatz kohlen säurehaltiger (Aragonit!) und phosphorhaltiger Gewässer betrachtet.

Ökonomisch haben diese Gruben fast gar keine Bedeutung. Eocänablagerungen sind in diesem Departement nur wenig vorhanden. Dieselben führen keine Phosphate.

2. Departement Alger.

Ablagerungen des untersten Eocän sind im Departement Alger in großer Menge nachgewiesen. Der Gehalt an Tricalciumphosphat beträgt aber nur 15—45 Prozent. Die betreffenden Lager sind daher zurzeit unabbauwürdig. Phosphate treten hier auf bei Boghar, Sidi Aissa und Birin.

3. Departement Constantine.

a) Die Gegend von Bordj-bou-Arréridj und Sétif.

Die geographische Lage dieser Phosphatvorkommen ist sehr günstig, da die Bahnlinie Alger—Constantine in nächster Nähe vorbeigeht. Über die einzelnen Lager ist kurz folgendes zu sagen:

Der Djebel Mzita besteht an seiner Basis aus harten, dolomitischen Kalken und Mergeln des Obersenons von mindestens 300 m Mächtigkeit¹⁾. Hierüber lagern schwarze Mergel²⁾ (15—25 m), dann mergelige weiße Kalke

¹⁾ In dieser Schicht fand man: *Ostrea Pomeli*, *Ostrea vesicularis* usw.

²⁾ Brossard fand hier *Ostrea multicostata*.

mit überaus charakteristischen Feuersteinbänken und mit 3—4 Phosphatbänken von 1—2 m Mächtigkeit. Weiter folgen noch 20—30 m mächtige Kalke mit Feuersteinen und zum Schluß noch harte Kalke. Der Phosphatgehalt beträgt 50—55 Prozent. Das Phosphat ist recht hart, beinahe schwarz, weiß und grau gesprenkelt.

Am Bordj-Redir sind die Lagerungsverhältnisse dieselben wie am Djebel Mzita. Nur durchsetzen hier zahlreiche Spalten die Schichten und ist die Zahl der Phosphatbänke größer, nach Blayac 7—11, eine davon mit 2—2,50 m Mächtigkeit. Das Phosphat ist dem eben beschriebenen ähnlich. Sein Gehalt an Eisenoxyd und Tonerde soll leider sehr hoch sein (3,25—9,75 Prozent).

Bei Bel Imur sind die Phosphatbänke des untersten Eocän (Suessonien) verhältnismäßig schwach. Nach Norden zu gehen sie in kalkige Mergel über.

Bei Sétif beträgt der Gehalt der Lagerstätte 48—50 Prozent. Das Phosphat kann deshalb nicht mehr expediert, sondern nur noch in der nächsten Umgegend abgesetzt werden.

Östlich Toqueville kommen in der Bergkette des Mahalla bisweilen acht Phosphatbänke vor, von welchen manche 2—3 m Mächtigkeit besitzen. Dieselben fallen mehr als 50° ein und sind auf über 15 km Länge beobachtet. Westlich hiervon liegen die Vorkommen von Larba, die durch Verwerfungen gestört sind. Das hier gewonnene sehr reine Phosphat hat schwarze Farbe. Das stärkste Flöz ist nur 0,90—1,20 m mächtig. Die anderen fünf 0,30—0,90 m. Die Abbauwürdigkeit ist durch besondere Umstände ermöglicht, verlangt aber doch immer einen Mindest-Phosphatgehalt von 50 bis 70 Prozent. Südlich liegen die ähnlichen Vorkommen von Ain-Ksar. Fünf Bänke von 0,50 bis 2,10 m Mächtigkeit und mit 58—70 Prozent Tricalciumphosphat sind hier auf 10 km Länge bekannt. Noch weiter südlich liegen die horizontal gelagerten Phosphatbänke von Si-Achmed, die von Nummulitenkalk überlagert werden.

Der Phosphatzug Nechar-Tarfa zeigt bei Titest noch mehrere Phosphatflöze von 1,50 bis 2,50 m Mächtigkeit bei einer Länge von 4 bis 5 km. Westlich vom Djebel Nechar ist bis zum Djebel Tarfa der Ausbiß des Phosphates auf etwa 70 km Länge zu verfolgen. Die Mächtigkeit des untersten Eocäns (Suessonien) beträgt hier 80—100 m. Es wird von Senon unterlagert. Die schwarzen Mergel an der Basis des Eocän haben nur 5—6 m Mächtigkeit. Über ihnen liegen fünf Phosphatbänke in weichen Kalken, die auch Feuersteinbänke führen. Die reichsten Phosphatbänke besitzen eine Mächtigkeit von 1,20 und 1,50 m, andere nur 50—70 cm. Der Phosphatgehalt dieser letzteren beträgt 45—52 Prozent. Die Nummulitenkalke im Hangenden haben höchstens 30 m Mächtigkeit.

Nordöstlich und westlich der Eisenbahnlinie Tirkester—Mansoura kommen Phosphate noch in mehreren kleinen inselförmigen Partien vor. Kleine Flöze enthalten hier 50—57 Prozent Phosphat.

b) Gegend von El-Guerrah bis Ain-Beïda.

Die Phosphate dieser Gegend liegen wieder im untersten Eocän (Suessionien). Geologisch interessant ist es, daß von G. le Mesle hier auch im Albien (Kreide) eine unabbauwürdige und zusammenhängende Phosphatbank nachgewiesen wurde. Die Fossilien dieser Bank waren zum größten Teil in Phosphat umgewandelt.

Die Phosphate der Gegend von Guerrah sind nur wenig mächtig und geringwertig.

Bei Aïn-Abid sind vier Flöze mit 0,50—1 m Mächtigkeit bekannt. Das grauschwarze Phosphat enthält 50—65 Prozent Tricalciumphosphat. Er ist eingelagert in Kalken mit Feuersteinen und Mergeln, die ihrerseits von Nummulitenkalk bedeckt werden. Die schwarzen Mergel der Basis scheinen zu fehlen. Bei Hallufa kennt man eine 3 m mächtige Phosphatbank mit 65—72 Prozent Tricalciumphosphat. Bei El-Kamah sind zwei Phosphatbänke von je 3 m Mächtigkeit bekannt.

c) Gegend von Souk-Ahras und Guelma.

Bei Souk-Ahras fand der erste regelrechte Phosphatabbau Algiers statt. Heute sind die Gruben geschlossen. Die mit Glaukonitkörnern vermengten Phosphate liegen hier innerhalb gelblicher Mergel, die von Nummulitenkalken bedeckt werden. Die Mächtigkeit der Flöze beträgt 0,30 bis 1,50 m. Der Gehalt an Phosphat schwankt sehr. Mit dem Phosphat zusammen finden sich Lagen von Gips, Strontianitknollen und alkalische Salze, welche auf Absatz in konzentriertem Meereswasser schließen lassen. Die Bank enthält zudem 7—8 Prozent einer noch nicht näher untersuchten Materie. Die meist runden und geglätteten Phosphatknollen besitzen eine glänzende, braune Patina, die Folgen einer sekundären Konzentration des Phosphatgehaltes. Die größeren Knollen haben nur äußerlich Phosphat, im Innern bestehen sie aus Kalkstein. Die kleineren dagegen erreichen bis 70 Prozent Tricalciumphosphat. Auch südlich Guelma sind an vielen Stellen Ausstriche der Suessionen mit kleinen Phosphatbänken bekannt.

d) Gegend von Tebessa.

Das untere Eocän der Gegend von Tebessa liegt konkordant (nach de Launay diskordant) auf dem oberen Senon. Es besteht zu unterst

aus mächtigen grauen und schwarzen Mergeln (am Djebel Dyr = 120 m), darüber aus Kalken mit Feuersteinen und Phosphaten, die dann von Nummulitenkalken überlagert werden. Die Phosphate liegen direkt über den unteren, meist sehr gipsreichen Mergeln.

Die Hauptvorkommen liegen nordöstlich von Tebessa. Es sind dies namentlich die Lagerstätten von Djebel Dyr und Djebel Kouif sowie die von Aïn-Kissa und Aïn-Dibba. (Fig. 87.)



Figur 87.

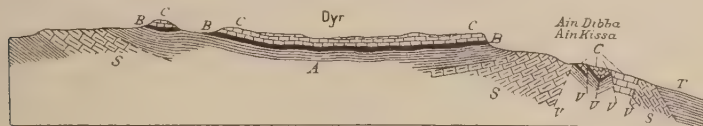
Geologische Karte der Phosphatlager von Dschebel (Djebel) Dyr und Dschebel Kouif.
(Nach Blayac.)

Maßstab: 1: 250 000.

Der Djebel Dyr (1017 m) ist ein länglich-elliptisches Hochplateau von etwa 50 km Umfang, das sich weit sichtbar 700—800 m über die Ebene (Westen) erhebt. Den Sockel dieses gewaltigen, beinahe rechteckigen Plateaus bildet Kreide, und zwar zuunterst ein 80—100 m mächtiger fossilreicher Mergel und Ostreenkalk des Cenoman, darüber mergeliger Kalk (30 m) und dolomitischer Kalk (20—25 m) des Turon. Auf Turon folgt unteres Senon (80—100 m), petrographisch charakterisiert durch einen Wechsel grüner und grauer Mergel mit kleinen Kalkbänken. Das

obere Senon (300—400 m) wird konkordant (nach de Launay diskordant) wieder vom untersten Eocän (Suessonien) überlagert, zunächst von schwarzen Mergeln und dann von den 12—17 m mächtigen Schichten, in welchen die Phosphate liegen.

Von den Phosphaten baut man zurzeit nur eine 3 m mächtige Bank. Der Durchschnittsgehalt des Fördergutes beträgt 55—69 Prozent Tricalciumphosphat, erreicht aber in den reicheren Partien bis 73 Prozent. Der oberste Teil des Flözes (0,70 m) mit 52 Prozent Phosphat und viel Kieselsäure wird nicht abgebaut. Der Gehalt an Eisenoxyd und Tonerde ist in den über 63 Prozent Tricalcium führenden Partien selten höher als 1 Prozent. Dieses 3 m mächtige Phosphatflöz läßt sich rings um den ganzen Dyr herum verfolgen. Es weißt indessen nicht überall denselben Gehalt auf. Auf der West- und Nordseite ist es arm. Es ist dieses Schwanken eine Folge der Genese (Strandbildung).



Figur 88.

Profil durch den Dyr bei Tebessa, in der Richtung NO—SW. (Nach O. Tietze.)

Maßstab: 1 : 275 862, bei dreifacher Überhöhung.

S = Senone Kalksteine mit Inoceramus.

C = Nummulitenkalk.

A = Dunkle Mergel.

V = Verwerfung.

B = Phosphatlager.

T = Alluviale Bildungen im Tale von Tebessa.

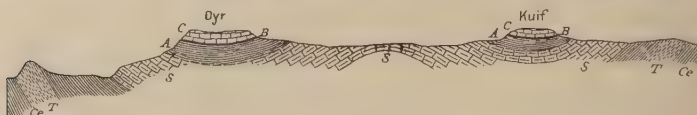
Über diesem Hauptflöz lagern noch zwei unabbauwürdige kleinere Flöze, die sich nach Westen zu vereinen und dann auskeilen. Tietze hat beobachtet, daß beim Auskeilen der Flöze das feinere Material verschwindet und zuletzt nur noch ein gröberes Agglomerat von zylindrischen Koprolithen und Knochenresten übrig bleibt. —

Carnot (Ann. d. mines. X. 1896) gibt folgende Analyse des Dyr-phosphates:

Phosphorsäure	33,67	entspricht	$\text{Ca}_3 \text{P}_2 \text{O}_8$	73,52
Schwefelsäure	1,40	"	Ca SO_4	2,38
Kohlensäure	5,00	"	Ca CO_3	10,34
Fluor	2,45	"	Ca F_2	5,03
Chlor	Spur			
Kalk	50,55			
Magnesia	0,40	"	Mg CO_3	0,84
Eisenoxyd und Tonerde . .	1,70			
Kieselsäure	0,40			
Verluste	6,07			

Überlagert werden diese phosphatführenden Kalken von feuersteinführenden fossilisierteren Kalken und dann von massigen Kalken mit Feuersteinen und verkieselten Nummuliten. Die Mächtigkeit der Schichten im Hangenden der Phosphatbänke beträgt am Dyr 50—80 m.

Östlich vom Djebel Dyr liegt der Djebel Kouif¹⁾, an Gehalt und Bauwürdigkeit seines Phosphates jenem gleich, an Umfang aber geringer. Das Plateau des Kouif zerfällt in zwei getrennte Gebiete, in den El-Kebir und den El-Bey. Das erstere Abbaugbiet ist das ältere. Man hat hier drei Flöze, von welchen die beiden unteren abgebaut werden. In El-Bey baut man von vier Flözen die drei obersten ab. Das Flöz des untersten Abbaues soll am reichsten sein. Das oberste Flöz wird nach Osten schmaler und im Felde El-Kebir unabbauwürdig. Das Ausstreichen der Phosphate kann man um den ganzen Hügel herum (18 km) verfolgen. Der Phosphatgehalt ist hoch. Die Farbe des Phosphates ist grau, braun oder beinahe schwarz. Beim Lagern an der Luft wird es heller, wohl



Figur 89.

Profil durch die Phosphatlager des Dyr und Kouif von NW nach SO. (Nach Tietze.)

Maßstab: 1 : 275 862, bei dreifacher Überhöhung.

Ce = Cenoman.	A = Dunkle Mergel.
T = Turon.	B = Phosphatlager.
S = Senon.	C = Nummulitenkalk.

infolge Oxydation beigemischter bituminöser Substanzen. Der Durchschnittsgehalt beträgt 58—65 Prozent, an den reicheren Stellen bis 72 Prozent²⁾.

Südwestlich von den beiden eben geschilderten Vorkommen liegen im Tale von Tebessa noch einige abgesunkene, mehr oder weniger gestörte Eocänschollen, welche sechs Phosphatflöze enthalten, deren jedes von einer Feuersteinbank bedeckt wird. Eins dieser Flöze ist 1,60 bis 1,80 m mächtig, die andern 0,80 bis 1 m. Die beiden hier vorhandenen Abbaue sind Aïn-Kissa (aufgelassen wegen zu vieler Störungen) und Aïn-Dibba.

¹⁾ Mit Tebessa (27 km nordöstlich) durch Eisenbahn verbunden. Ein Teil des Berges liegt schon auf tunesischem Gebiete.

²⁾ Blayac und Chateau berichten von einem Flöz und von einer Mächtigkeit von 4,50 bzw. 6 m. Nach Tietze ist diese Mächtigkeit nur durch ein lokales Auskeilen der Zwischenmittel zu erklären.

Der Durchschnittsgehalt an Tricalciumphosphat beträgt an letzterem Orte 65 Prozent. Carnot gibt folgende Analyse des Phosphates von Aïn-Dibba:

Phosphorsäure	32,22	entspricht $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$	70,34
Schwefelsäure	1,54	„ CaSO_4	2,62
Kohlensäure	6,15	„ CaCO_3	12,78
Fluor	2,80	„ CaF_2	5,74
Chlor	Spur		
Kalk	50,71		
Magnesia	0,48	„ MgCO_3	1,00
Tonerde und Eisenoxyd . .	1,95		
Kieselsäure	0,87		
Verluste	4,36		

4. Regentschaft Tunis.

Im nördlichen Tunis haben sich Phosphate auf Galmeigängen innerhalb älterer Formationen gefunden. Dieselben besitzen jedoch keine größere wirtschaftliche Bedeutung. Die Hauptvorkommen liegen wieder im untersten Eocän, im Suessonien.

a) Phosphate im Norden von Tunis.

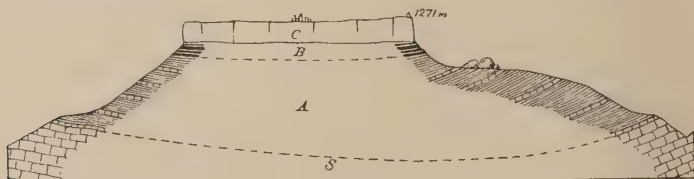
Gangförmige Phosphate werden im Norden von Tunis zusammen mit Galmei bei Zaghouan am Djebel Zaghouan und Djebel Ressas abgebaut. Der Gehalt der Phosphate schwankt nach Levat (lit. cit. p. 53) zwischen 55,80 und 80,35 Prozent. Beide Mineralien wechsellagern miteinander. Bei gleicher Farbe und sonstigen gleichen Eigenschaften sind sie oft nur durch die Analyse zu unterscheiden.

Die sedimentären Phosphatflöze des untersten Eocän treten besonders in der Gegend von Béja auf. Ihr Phosphatgehalt ist jedoch sehr gering (2—16 Prozent) und die petrographische Beschaffenheit der Schichten von der bisher beobachteten verschieden. Nebengestein der Phosphate ist ein roter toniger Sandstein oder ein gelber Sandstein mit Fossilien. Südlich von Béja treten bei Teboursouk wieder eocäne Schichten mit 4 Flözgruppen auf, deren zahlreiche Flöze meist 50—80 cm mächtig sind und deren Durchschnittsgehalt zwischen 24,37 und 50 Prozent schwankt.

b) Die Phosphate in Zentral-Tunis.

Die Grenze zwischen unterstem Eocän und Kreide wird auch hier von dunklen Mergeln gebildet. Nur in der Gegend von Maktar liegen direkt auf Kreide die obersten Schichten des unteren Eocän, während

sonst in Tunis von einer solchen Diskordanz nichts bekannt ist. Die in flache Sättel und Mulden gefalteten Schichten sind in ihren Sattellinien stärker zertrümmert und erodiert als in den Mulden. Die einzelnen Gebirgshorste bestehen daher meist aus Synklinalen, auf deren Gipfel sich dann die noch erhaltenen Reste des Eocäns mit ihren Phosphoritbänken finden. (Fig. 90.)



Figur 90.

Profil durch den Kalaat es Senam von Nord nach Süd. (Nach O. Tietze.)

Maßstab 1:84 500 bei doppelter Überhöhung.

S = Senon.

A = Schwarze Mergel, zum Teil zum Senon gehörig.

B = Phosphatbänke.

C = Nummulitenkalkstein.

Als Beispiel eines solchen Muldenhorstes kann zunächst der Kalaat-(= Guelaat)-ès-Sénam (1271 m) angeführt werden. Das ganz genaue Profil der dortigen Phosphatflöze ist nach O. Tietze von oben nach unten folgendes:

	Mächtigkeit der Schicht m	Gehalt an Phosphat Prozent
Weißer Kalk mit Feuerstein	—	—
Dachmergel	—	—
Gering phosphathaltige Mergel	0,15	—
Phosphatmergel	0,30	26,84
Phosphatkalk	0,25	29,32
Hartes Phosphat	0,25	49,50
Gewönl. Phosphat	0,50	55,99
I. Mergeliger Phosphatkalk mit Phosphatknuern	0,20	46,63
Phosphatkalk	0,15	17,59
II. Phosphatflöz	1,10	47,75
Phosphatkalk	0,10	16,47
III. Phosphatflöz	0,60	48,31
Weißer Kalk mit phosphathaltigen Einschlüssen und Feuerstein an der Basis	0,50	—
IV. Phosphatflöz	1,25	50–90
Kieseliges hartes Phosphat	0,10	—

	Mächtigkeit der Schicht m	Gehalt an Phosphat Prozent
V. Phosphatflöz	0,32	58—60
Mergelbänkchen	0,05	—
Phosphatkнауern	0,20	42—43
VI. Phosphatflöz	1,70	39,97
Schwarze Mergel	0,35	—
Schwarze Mergel, phosphatführend	0,80	15,19
Mergeliges Phosphat	0,60	27,78
Schwarze Mergel, phosphatführend	0,70	12,28
Schwarze Sohlmergel	—	—

Flöz V, und IV. wird abgebaut. Der Kalaat-ès-Sénam ist die nord-östliche Fortsetzung der Muldenlinie des Dyr. —

Der Kef-Er-Rebib (1100 m) liegt nördlich vom Kalaat-ès-Sénam. Die Schichtenfolge ist der eben beschriebenen ähnlich. Am nördlichen Teil des Berges trifft man eine Änderung im Aufbau der Schichten. Aber auch hier sind noch zwei Flöze von 1,60 m Gesamtmächtigkeit und mit 59,30 Prozent Tricalciumphosphat vorhanden. —

Bei Kef bou-Kechrid sind 8 Flöze mit 18—50 Prozent bekannt. Andere Flöze kennt man aus der Gegend von Majouba. Bei Ain-Massa und Henchir Resgi sind die Phosphatbänke sehr reich, aber auch sehr verworfen und daher nicht mehr in Abbau. —

Bei Kalaa-Djerda (Fortsetzung der Muldenlinie des Kouif) wird ein 60prozentiges und 2,5–3 m mächtiges Flöz abgebaut. Durch Verwerfung ist die Lagerstätte in 3 Abbaugebiete getrennt, in Kef-Souetir (im Südosten), Kalaa-Djerda (in der Mitte) und Sif (im Nordwesten). Der am höchsten gelegene Kalaa-Djerda (857 m) ist flach gelagert, aber sehr gestört. Der tiefer gelegene Sif (805 m), der den Nordwestflügel der zerbrochenen Mulde bildet, ist weniger gestört, in dem noch tiefer gelegenen Südostflügel, im Souetir (682 m) sind größere Störungen bisher (1909) nicht angetroffen. Die Phosphate bestehen aus einer grauen bis bräunlichen, milden, feinkörnigen Masse, die beim Anschlagen bituminös riecht. Koprolithen, Haifischzähne, Quarzkörner, Gipsnadeln und Muschelreste kommen in derselben vor. —

Am Kalaat-Maizila treten 4 Flöze mit 46—49 Prozent Tricalciumphosphat auf, von denen eins 2.10 m mächtig ist.

Außer diesen Lagerstätten weist das zentrale Tunis noch zahlreiche andere Phosphatvorkommen auf, die aber zurzeit noch keine ökonomische Bedeutung besitzen.

Geologisch interessant ist es, daß in Zentraltunis am Djebel Daglu bei Feriana und am Kef-El-Hammam sich eine Phosphatbank auch in

der Kreide-(Santonien) findet. Eine 2—3 m mächtige Mergelbank führt hier ein 1 m mächtiges Konglomerat von Koprolithen, die durch einen phosphathaltigen Zement verkittet sind (Phosphatgehalt: 44—50,70 Prozent, die Mergel in der Sohle und im Dach nur 0,6 Prozent).

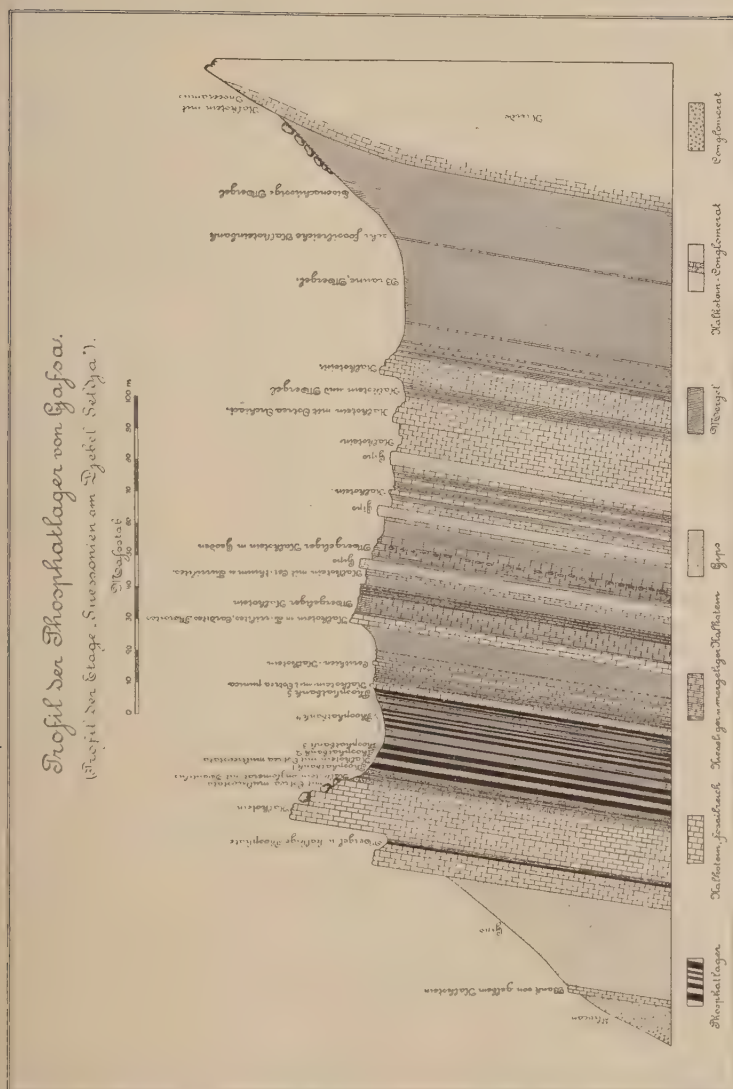
c) Phosphate im Süden von Tunis.

Geologisch interessante Vorkommen sind im südlichen Tunis an zwei Stellen in der Kreide gemacht. So hat man in der Kreide (Albien) des Cherb glaukonitische, eisenhaltige Mergel gefunden, die reich an Phosphorsäure sind. Ein anderes Vorkommen liegt in der obersten Kreide an der Grenze zum Eocän. Ein gipsführendes Konglomerat von Tierresten (vorwiegend Zähnen) ist hier durch einen eisenschüssigen Zement verkittet. Mächtigkeit: 30—100 cm, Tricalciumphosphat: 40—45 Prozent.

Die anderen wichtigen Vorkommen des südlichen Tunis gehören wieder dem unteren Tertiär, wahrscheinlich dem mittleren Eocän an, das hier diskordant auf Kreide liegt. Zu ihnen gehören auch die bedeutendsten Vorkommen dieser ganzen Länder, die Lager von **Gafsa**. Der Abbau bewegt sich hier auf dem mit geringer Neigung einfallenden Südflügel eines 60 km langen und in seiner Längsrichtung sattelförmig gewölbten Gebirgszuges. Es sind dies die Lager von Metlaoui, Schaascha und Lousif. Am nördlichen Sattelflügel des Gebirges sind die Phosphatflöze ebenfalls noch vorhanden. Sie stehen aber hier fast senkrecht, werden durch Verwerfungen gestört und befinden sich zurzeit noch nicht im Abbau. (Fig. 91.)

Das geologische Profil ist das altbekannte, die 80—100 m mächtige phosphatführende Schicht wird unterlagert von schwarzbraunen Mergeln und überlagert von fossilreichen dicken Kalkbänken. Weiter im Hangenden folgen Gipse von vielleicht miocänem Alter. Die sieben Phosphatbänke von Metlaoui bestehen aus einem grauen, sandigen Phosphat mit Einschlüssen von Koprolithen, Fischzähnen und Wirbeln. Beim Anschlagen des Phosphates verbreitet sich ein bituminöser Geruch. Die zwischen den Flözen lagernden Mergelbänke und der Kalkstein des Hangenden gaben in der Analyse noch einen beträchtlichen Gehalt an Tricalciumphosphat; der Kalkstein bis zu 37 Prozent. Ein genaues Profil des wichtigsten Teiles dieses Grubenfeldes ist (nach de Launay-Tietze) folgendes:

	Mächtigkeit m
Kalk mit Muschelresten	1,—
Flöz Nr. 0	0,85
Konglomerat	1,25
Dünnbankige Kalke und Mergel	2,—
Phosphatbank	0,40



Figur 91.

	Mächtigkeit m	
Rotes Konglomerat	0,90	
Mergel	0,60	
Flöz Nr. 1	3,20	
Muschelreste und gerolltes Material	0,02	
Phosphatbank	0,70	
Grobes Geröll	—	
Phosphatbank	0,90	
Mergel	0,15	
Phosphatbank mit Geröll	0,15	
Mergel	0,25	
Flöz Nr. 2 {	Phosphat	1,10
	Geröll	—
	Phosphat	0,70
	Geröll mit Phosphat	0,30
Mergel mit Phosphatbänken	5,—	
Flöz Nr. 3	0,80	
Mergel und kleine Kalkbänke	4,50	
Flöz Nr. 4 {	Phosphat	0,60
	Kalk und Mergel	0,60
	Phosphat	0,80
Kalk mit Muschelresten	—	

Der Durchschnittsgehalt an Tricalciumphosphat ist bei Flöz Nr. 1 = 59,5—60,5 Prozent, bei Flöz 2 = 62—63 Prozent. Eine genaue Analyse ergab nach O. Tietze:

Wasser bei 100°	3,81 Prozent	
	aufs Trockene berechnet	
Organisches	7,45 Prozent	
Kohlensäure	4,60	" = 10,45 CaCO ₃
Schwefelsäure	2,75	" = 4,67 CaSO ₄
Phosphorsäure	29,74	" = 64,93 Ca ₃ P ₂ O ₈
Unlösliches	3,05	"
Eisenoxyd	0,64	"
Tonerde	1,09	"
Kalk	48,58	"
Magnesia	0,57	"
Kali und Natron	0,09	"
Chlor	0,11	"
Fluor	2,12	" = 4,35 CaF ₂
	100,79 Prozent	

Die Menge des Phosphates in den Lagern von Metlaoui schätzt Mercier bei alleiniger Berücksichtigung der obersten 10 Meter der abbauwürdigen Flöze auf 5 000 000 Tonnen reiches Material. Im Djebel Redeyeff sollen 12 000 000 Tonnen mit ca. 64,5 Prozent Tricalciumphosphat anstehen.

Etwa 45 km nördlich von diesem Vorkommen liegen die Lagerstätten von Djebel Mrata und Ain-Moularès. Die Lagerung ist analog der von Gafsa. Die Lager sollen 18 000 000 Tonnen 63 prozentigen Phosphat enthalten. Der Abbau hat begonnen. —

Südlich von Gafsa (30 km) liegen die ebenfalls mächtigen und abbauwürdigen Lager von Schellabia (= Jellabia) und Sehib. Die beiden Flöze von Schellabia mit 52,17 resp. 50,23 Prozent sind sehr gestört. Bei Sehib lagern die Flöze teils horizontal (Nord), teils aufgerichtet (Süd). Die Analyse der drei Flöze ergab: 59,99 Prozent, 43,80 Prozent, 20,93 Prozent Tricalciumphosphat. Im Süden beträgt die Mächtigkeit der abbauwürdigen Flöze 3 m. Durch Tagebau können nach Tietze hier bei 8 m Abbauhöhe 800 000 Tonnen gewonnen werden. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch noch am Djebel Atra, am Djebel Berol und an anderen Orten.

C. Die Entstehung der nordafrikanischen Phosphat-lagerstätten.

Knochenreste, Koprolithe und Muschelschalen innerhalb der Phosphatflöze beweisen die organische, sedimentäre Bildung der Phosphate. Die Zeit dieser Ablagerung ist das untere oder mittlere Eocän. Geringwertige und praktisch nicht verwertbare Ablagerungen finden sich an einigen wenigen Stellen auch bereits in der Kreide und später noch im Miocän.

Dieser Phosphatgehalt ist teilweise bereits innerhalb der Wasserbecken als Tricalciumphosphat (Knochen und Zähne) abgelagert worden. Teilweise ging er aber auch zunächst als Ammoniumphosphat (von Koprolithen, Geweben der Tiere) in Lösung und schlug sich dann in Berührung mit Kalk als Tricalciumphosphat resp. zuerst als lösliches Bismut- und dann erst als unlösliches Tricalciumphosphat nieder.

Dieser Absatz erfolgte in flachen Meeresbecken (Lagunen) in der Nähe der Küste. Bohrlöcher im Untergrund, Austernbänke und anderes weisen darauf hin. Durch gleichzeitigen Absatz mechanischer anorganischer Sedimente wurde der Gehalt dieser Lagerstätten an Tricalciumphosphat mehr oder weniger erniedrigt.



Figur 92.

Ansicht eines Teiles des
Phosphatbergbaues in
Mellau. (Gafsa.)
Die Phosphat-Flöze
liegen am unteren Teil
des Berges (Eingang der
Stollen). Der obere Teil
besteht aus harten Kalk-
steinbänken.

Die bisweilen abbauwürdigen, gangförmigen Lagerstätten, wie sie z. B. im nördlichen Tunis zusammen mit Galmei auftreten, sind nur durch Umlagerung eines ursprünglich sedimentären Phosphatgehaltes entstanden.

Als quartäre Höhlenfüllungen sind schließlich noch die Ablagerungen der Umgegend von Inkermann (Oran) zu erwähnen, die aber ökonomisch keine Bedeutung besitzen.

III. Statistische Mitteilungen über die Phosphatlagerstätten von Tunis und Algier.

Phosphate im Eocän von Algier und Tunis wurden zuerst von Thomas¹⁾ im Jahre 1873 südlich von Tell in der Provinz Algier festgestellt. Vorher waren schon Phosphatlager in der Kreide (Albien) am Djebel-bou-Thaleb bei Setiff (Departement Constantine) von Le Mesle gefunden. Aber erst seit 1892 (oder genauer 1894) begann die Phosphatindustrie dieser Länder durch Aufschließen der Lagerstätten von Tebessa zu blühen. Noch später, 1898, gründete sich dann die „Compagnie de Gafsa“, die heute die größte Phosphatproduktion Nordafrikas in Händen hat.

Die Phosphatproduktion von Algier und Tunis betrug in den letzten Jahren nach Ingalls, *The Mineral Industry*, in Tonnen:

	1902	1903	1904	1905	1906	1907	1908	1909
Algier	260 859	301 112	344 969	334 784	333 531	315 000	452 060	351 491
Tunis	263 482	332 888	455 789	559 645	796 000	1 069 000	1 300 500	1 280 300.

Die Phosphatförderung in Tunis betrug nach dem *Mining Journal*, London, im Jahre 1907 1 120 000 Tonnen, und zwar: Gafsa 750 000 Tonnen, Kala Dscherda 240 000 Tonnen, Kala Senaam 100 000 Tonnen, La Floridienne 30 000 Tonnen.

Sonstige Phosphatlagerstätten Afrikas²⁾.

Die Phosphatlagerstätten Ägyptens haben zurzeit keine Bedeutung. Sie kommen später vielleicht einmal für Ägypten selbst in Betracht. Sie liegen in der oberen Kreide (Campanien). Ihr Gehalt an Tricalciumphosphat schwankt zwischen 13 und 61 Prozent. Sie finden sich am Sinai, in der arabischen Wüste, in der libyschen Wüste, am Wadi Abu Zeran, in der Saga-Ebene, am Rande der Hammama-Ebene und an anderen Stellen. Teilweise bilden sie Bonebeds mit Koprolithen und Fischzähnen.

¹⁾ P. Thomas, Association française pour l'avancement des sciences. Congrès de Nancy. 1886.

²⁾ Report on the Phosphate deposits of Egypt by the Geological Survey of Egypt. Cairo 1900. S. 1—27. Ref. N. Jahrb. 1901. II. S. 429.

In **Natal** treten Phosphate innerhalb der Ekkaschiefer als Knollen oder harte, kompakte Phosphatschiefer auf. Die Knollen erreichen beträchtliche Dimensionen und wiegen mehrere Pfund. Hatch¹⁾ betrachtet ihre Entstehung als spätere Konzentration eines primär verteilten Phosphatgehaltes, analog der Feuersteinentstehung in der Kreide. Da Fischreste in den Schiefern vorkommen, so ist auf diese wohl der Phosphorgehalt zurückzuführen. — In Weenen Town Lands sind, wie hier überall, die Phosphatknollen reicher als die Phosphatschichten. Erstere enthalten ca. 50 Prozent Tricalciumphosphat, letztere bei 18—24 cm Mächtigkeit nur 7 Prozent Tricalciumphosphat. Andere Funde, von teilweise auch höherem Phosphatgehalt in den Phosphatschichten, hat man gemacht bei Ladysmith und Brynetown. Die Phosphate sind wegen zu geringen Phosphatgehaltes und wegen zu hohen Eisen- und Tonerdegehaltes unabbaubar.

Die Phosphatlagerstätten Amerikas.

Die Phosphatlagerstätten in den Vereinigten Staaten von Nordamerika.

1. Die Phosphatlagerstätten Floridas.

Florida besitzt zurzeit die größte Phosphatproduktion der Welt. Seine Lagerstätten liegen auf der westlichen Seite dieses Staates und erstrecken sich von Tallahassee bis nach Punta Gorda. Das ganze Gebiet ist etwa 340 km lang und 34 km breit.

An dem geologischen Aufbau der Halbinsel beteiligen sich nur tertiäre und quartäre Bildungen: Eocän, Miocän, Pliocän, Postpliocän und Alluvium.

Die eocänen Ablagerungen sind hauptsächlich fossilreiche, weiße oder gelblichgraue Kalksteine. Unter den Fossilien findet man zahlreiche Mollusken, Nummuliten, Orbitoiden und Echinodermen. Die Mächtigkeit der Ablagerung ist unbekannt, jedenfalls aber über 150 m. Junge Sandbildungen (Dünen) und Sümpfe bedecken meist den Ausstrich dieser Schichten. In dem mittleren Teil des Eocängebietes liegen die wichtigsten Fundstellen des „Hard-Rock“-Phosphates²⁾.

¹⁾ F. H. Hatch, Report on the mines and mineral resources of Natal. 1910. S. 102—110.

²⁾ R. A. F. Penrose jr. United St. Geol. Survey. Bull. Nr. 46. Washington 1888. — Pratt, Florida phosphates, the origin of the boulder phosphates of the Withlacoochee River district. Eng. Min. Journ. L. 1890. S. 380 ff. — F. Wyatt, Notes on Florida phosphate beds. Eng. Min. Journ. L. 1890. S. 218 ff. — Darton, Notes on the geology of the Florida phosphate deposits. Am. Journ. of Science (3). XLI. 1891. S. 102 ff. — F. Wyatt, The Phosphates of America. II. Ed. New York 1891. — F. Wyatt, The phosphates of Florida. Eng. Min. Journ. LIII. 1892. S. 202 ff. — Cox, The origin of Florida phosphates. Eng.

Die miocänen Kalksteine sind im Gegensatz zum Eocän härter und deutlicher geschichtet. Sie sind in den nördlichen und westlichen Teilen des Staates bekannt und lagern hier direkt auf dem mächtigeren Eocän auf. Die Phosphate des Miocän sind vor allem an die untere Abteilung der Formation gebunden.

Das Pliocän besteht aus Mergeln, Tonen, Kalksteinen und aus sog. „Pebble“-Phosphate. Die gutgeschichteten, weißgelben Tone und Mergel sind sehr fossilreich. An einzelnen Stellen enthalten sie Lagen mit Phosphat, welche durch Erosion und Denudation herausgewaschen und in den Flußablagerungen als Phosphatseifen dann wieder abgesetzt werden. Der „Pebble“-Phosphate ist von diesen Flußablagerungen („River“-Phosphate) verschieden. Überlagert werden alle diese Ablagerungen von quartären Bildungen, hauptsächlich von Sand und Kies.

Die Phosphate von Florida lassen sich nach ihrer Lagerung, nach ihrer Entstehung und nach ihren chemischen und physikalischen Eigenschaften in vier verschiedene Gruppen einteilen:

1. „Hard-Rock“-Phosphat;
2. „Soft“-Phosphat;
3. „Land-Pebble“ oder „Matrix-Rock“;
4. „River-Pebble“.

Der „Hard-Rock“-Phosphat ist ein hartes, homogenes, lichtgraues Gestein mit größeren oder kleineren Hohlräumen, die mit sekundärem Kalkphosphat ausgefüllt sind. Der Phosphatgehalt beträgt durchschnittlich 36,65 Prozent P_2O_5 (= 80 Prozent Tricalciumphosphat: $Ca_3P_2O_8$). Die Hohlräume des Hard-Rock-Phosphates sind durch Auslaugung leichter angreifbarer Stellen, auch durch Auslaugung von Fossilresten (z. B. Nummuliten) entstanden. Sekundäre, tonige oder sandige Phosphate, welche durch Abtragung, Auflösung und Wiederabsatz entstanden sind, lagern an einzelnen Stellen auf der alten Oberfläche des Hard-Rock-Phosphates. Verkittete Phosphatbreccien werden bisweilen gefunden. Sie konnten sich bilden durch Verkittung von losgerissenen Phosphatfragmenten oder durch Metasomatose einer ursprünglichen Kalksteinbreccie. Durch Verwitterung können einzelne Partien des Phosphates in Grus und Sand

Min. Journ. LV. 1893. S. 125. — G. H. Eldridge, A Preliminary Sketch of the Phosphates of Florida. Trans. Am. Inst. Min. Eng. XXI. 1893. S. 196 ff. — Codington, The Florida pebble-phosphates. Trans. Am. Inst. Min. Eng. XXV. 1896. S. 423 ff. — Cox, The Albion phosphate-district. Trans. Am. Inst. Min. Eng. XXV. 1896. S. 36 ff. — E. A. Smith, The Phosphates and Marls of Alabama. Trans. Am. Inst. Min. Eng. XXV. 1896. S. 811 ff. — Watteyne, La Floride et ses phosphates. Rev. univ. d. min. XXXIII. 1896. S. 306 ff. — G. M. Wells, The Florida Rock-Phosphate Deposits. Trans. Am. Inst. Min. Eng. XXV. 1896. S. 163 ff. — L. P. Jumeau, Le Phosphate de Chaux. Paris 1905.

verwandelt werden. Abdrücke von Fossilien (eocänen oder miocänen Alters) sind oft gefunden. Die Mächtigkeit dieses Lagers beträgt 10—20 m.

Der „Soft“-Phosphat entsteht teils durch Verwitterung, teils durch Umlagerung des „Hard-Rock“-Phosphates. Sein Gehalt beträgt 22,90 Prozent P_2O_5 . Eisen- und Aluminiumoxyd enthält er im Durchschnitt 5—10 Prozent. Dieser weiche Phosphat kommt nur in geringer Menge vor. Von 1892 bis 1897 sind 30 000 Tonnen gefördert worden.

Der „Land-Pebble“-Phosphat besteht aus Fossilresten, Quarzgeröllen und pisolithischen bis walnußgroßen Phosphatkörnern, die in einer erdigen Masse eingebettet sind. Die Mächtigkeit dieser Lager schwankt zwischen 1,50 und 3,50 m. Die glatten und glänzenden Phosphatkörner sind hell gefärbt. An der Luft werden sie allmählich dunkelgrau bis schwarz. Die Schichten des „Land-Pebble“-Phosphat bestehen bis zu 40 Prozent aus Phosphatgeröllen. Das Alter ihrer Entstehung ist unbekannt. Ihr Phosphatgehalt beträgt im Durchschnitt 32,06 Prozent P_2O_5 .

Der „River-Pebble“-Phosphat liegt in den Tälern jetziger oder früherer Flüsse und in den Ablagerungen der Küste. Diese Phosphate sind ausgewaschen aus Tonen, Mergeln und „Land-Pebble“-Lagerstätten. Sie sind außen blau, schwarz oder dunkelgrau, innen grau oder gelbbraun. Knochen, Zähne und phosphathaltige Muschelschalen sind zahlreich beigemischt. Der Phosphatgehalt am Peace River beträgt 28,40 Prozent P_2O_5 , am Black Creek 20,61 Prozent P_2O_5 .

Als Beispiel für die chemische Zusammensetzung der Florida-Phosphate seien nach Eldridges folgende Analysen angeführt:

	„Hard-Rock“ (Durchschnittsprobe)	„Soft“	„Land-Pebble“	„River-Pebble“
Wasser bei 105°	1,18	0,44	0,79	0,56
Wasser bei Rotglut	2,78	4,76	3,47	4,90
CO ₂	2,67	2,33	3,93	3,99
Cl	0,08	—	—	—
F	2,29	2,58	1,86	2,44
In Säure unlöslich	5,07	4,25	6,69	12,23
Al ₂ (Fe ₂)O ₃	4,19	7,85	—	—
Al ₂ O ₃	2,37	7,01	2,14	2,01
Fe ₂ O ₃	1,46	1,46	0,61	1,05
CaO	47,02	44,05	46,03	42,75
MgO	0,39	—	0,33	0,44
SiO ₂	0,10	—	—	—
P ₂ O ₅	33,91	35,19	31,50	28,36

Die geologische Lagerung der Florida-Phosphate ist nach Eldridges folgende:

„Hard-Rock“- und „Soft“-Phosphat des Eocän lagert in einer etwa 250 km langen Zone parallel der Golfküste, etwa 40—80 km von dieser entfernt. Es erstreckt sich von Ichetucknee im Norden (Distrikt Columbia) bis nach Dade City im Süden (Distrikt Pasco). Die Menge des hier anstehenden Phosphates wurde früher auf 57 Millionen bis 228 Millionen Tonnen geschätzt. Nach Jumeau ist diese Ziffer aber viel zu hoch und dürfte sie nicht mehr als 10 Millionen Tonnen betragen, von welchen bereits über 4 Millionen zwischen 1891 und 1904 gefördert wurden. Der „Hard-Rock“-Phosphat findet sich vor allem in der Form einer Trümlagerstätte, deren Trümer in weiche, phosphathaltige Sande und Tone eingebettet sind. Dieses feinere Material ist aus dem ersteren durch Zersetzung hervorgegangen. Es ist dies der sog. „Soft“-Phosphat. Die Lagerung dieser Trümlagerstätte ist im allgemeinen eine wirre. Im hangenden Teile liegen vorwiegend Sande, die geringe Mengen harten Phosphatmaterials eingeschlossen enthalten. Die Mächtigkeit der Lagerstätte schwankt sehr (bis 18 m), ebenso die Mächtigkeit der überlagernden Sande (bis 6 m).

Die einzelnen Trümer der eigentlichen „Hard-Rock“-Phosphatlagerstätte haben alle Größen. Sie erreichen im einzelnen bis 3 m Durchmesser. Sie sind teils massig und kompakt, teils geschichtet, teils zersetzt. Die Einbettungsmasse dieser Trümer bildet außer dem „Soft“-Phosphat auch noch Ton und Sand. Letzterer ist oft durch einen weißen Phosphatcement verkittet. Der Ton zeigt Spuren von Schichtung. Diese Verunreinigungen finden sich in größeren unregelmäßig geformten Nestern in den Lagerstätten, oder sie umgeben die einzelnen Phosphattrümer.

Die Grenze zum überlagernden Sand wird bisweilen durch eine Lage mehr oder weniger abgerollter harter Phosphatbrocken angedeutet. Die Grenzfläche ist unregelmäßig gewunden, mitunter scharf, bisweilen aber auch durch Übergänge verwischt. Harter anstehender Phosphat ist in dem Eocängebiete bisher nicht aufgeschlossen.

Als spezielles Beispiel dieses „Hard-Rock“-Phosphates sei die Lagerung des Phosphates bei Floral City angeführt, das uns Jumeau beschreibt:

Unter einer 3—6 m mächtigen Sandablagerung liegt hier eine im Durchschnitt 60—90 cm mächtige Tonschicht. Letztere ist rötlich oder grau gefärbt und enthält Feuersteine eingeschlossen. Unter dieser lagert das Phosphat, bisweilen durch eine Lage Feuerstein oder Kalk vom Ton getrennt.

Die Mächtigkeit des Phosphatlagers über dem Grundwasserspiegel beträgt im Durchschnitt 3—3,50 m, mitunter aber auch 6 m. Die Lagerstätte besteht zumeist aus verschiedenen großen und verschieden gestalteten Phosphatbruchstücken, welche durch feinen Sand, Ton und weichen Phosphat verkittet sind. Die Dimensionen dieser Trümer sind sehr verschieden. Stücke von 10—15 Tonnen Gewicht sind nicht selten. Man hat sogar Bruchstücke von 40, 50 und 60 Tonnen Gewicht gefunden. Außer den bereits genannten Verunreinigungen finden sich in der Lagerstätte noch Feuersteine und Kalksteinbrocken. Die ganze Masse der Verunreinigung beträgt etwa $\frac{3}{4}$ der Lagerstätte. Diese Verunreinigungen, die in der Aufbereitung ausgehalten werden, setzen sich im Durchschnitt zusammen aus 30—60 Prozent Kieselsäure oder Sand; 25—35 Prozent weichen Phosphates und 10—15 Prozent Eisen und Aluminium. Viele Millionen Tonnen Phosphat gehen bei der Aufbereitung mit diesen Waschrückständen verloren.

Florida liegt topographisch nicht sehr hoch. Der Grundwasserspiegel befindet sich durchschnittlich in 9—10 m Tiefe. Einzelne Lagerstätten sind bereits erschöpft, bevor sie den Grundwasserspiegel erreichen, andere endigen am Grundwasserspiegel und wieder andere reichen bis unter denselben hinunter und sind hier bisweilen bei 7 m Tiefe unter dem Wasserspiegel noch nicht zu Ende, so daß ihre ganze Mächtigkeit unbekannt ist. Die Partien, die unter dem Wasserspiegel liegen, sind im allgemeinen reicher. Im Liegenden der Lagerstätte hat man Kalkstein, selten Ton gefunden.

Die Struktur des Phosphates ist sehr verschieden. Vorherrschend ist kompakter und geschichteter Phosphat. Nach Farbe, Korn und Gewicht kann man die Qualität des Phosphates bestimmen. Man kann aus diesen physikalischen Eigenschaften aber nicht im einzelnen Falle auf die chemischen Eigenschaften schließen, d. h. speziell auf den Phosphatgehalt und auf den Gehalt an Eisen und Aluminium. Hierfür ist nur allein die chemische Analyse ausschlaggebend. —

Anstehenden nicht zertrümmerten „Hard-Rock“-Phosphat findet man dagegen im Miocängebiet.

Derselbe zeigt, dem miocänen Kalkstein entsprechend, auch Schichtung. „Soft“-Phosphat fehlt hier. Bruchstücke des Phosphates finden sich in den überlagernden Sandablagerungen. Die Mächtigkeit der anstehenden Lagerstätte des Miocän steigt selten über 3 m, meist beträgt sie 1,20 m bis 1,50 m. Das Profil einer miocänen Trümmerlagerstätte ist nach Eldridges folgendes: Sand mit abgerundeten Phosphatbruchstücken (30—210 cm mächtig) wird von weißem Sand mit einem Phosphatcement (30—60 cm) unterlagert, worauf im Liegenden gelbe, braune, blaue oder weiße Tone mit geringem Phosphatgehalt folgen.

Die Erstehung des „Hard-Rock“-Phosphates muß durch Metasomatose von Kalkstein gedeutet werden. Der Ursprung des Phosphorgehaltes der hierbei tätigen Lösungen ist unbekannt. Er kann oberflächlichen Guanoablagerungen oder einem im Gestein fein verteilten Phosphatgehalte entstammen. In späterer Zeit (wahrscheinlich während der letzten Wasserbedeckung der Halbinsel) wurde dann der weiche Kalkstein im Liegenden der eocänen Phosphatbänke gelöst und weggeführt. Die härteren Phosphatbänke stürzten nach und bildeten zusammen mit Sand, Ton und weichem Phosphat die Trümmerlagerstätten, deren einzelne Fragmente keine Anzeichen eines größeren Transports erkennen lassen. —

Der „Land Pebble“-Phosphat entstammt einem phosphathaltigen Mergel. Die geringe Härte des Phosphates, die gute Erhaltung der eingeschlossenen Fossilien und das erdige, hellgefärbte Aussehen auf frischem Bruche spricht für Mergel und nicht für Kalkstein als Muttergestein. Jedenfalls sind die Phosphate abgerollt und gelegentlich vereint mit ebenfalls wohlgerundeten Quarzgeröllen. Da weniger gerollte Haifischzähne von guter Erhaltung sich zahlreich mit den Phosphaten finden, so ist eine Beteiligung des Meeres an der Zusammenschwemmung dieser Phosphate wahrscheinlich. Der Phosphatgehalt des Mergels entstammte wohl wieder älteren Phosphatlagerstätten. Aus Lösungen hat er sich in dem Mergelschlamm niedergeschlagen und zu teilweise oolithischen Körnern konzentriert. Ähnlich ist auch die Entstehung der „River Pebble“-Phosphate zu erklären. —

Die eigentliche Entdeckung der Phosphatlagerstätten Floridas fällt erst ins Jahr 1887, als T. S. Moorehead die Ablagerungen des Peace River untersuchte. Im Jahre 1889 erfolgte die Entdeckung der „Hard-Rock“-Phosphate, der dann weitere Funde an den verschiedensten Stellen Floridas schnell folgten. Drei oder vier Jahre später existierten bereits gegen 100 Gesellschaften, die aber größtenteils nach der ersten Krise verschwanden. Im Jahre 1904 beteiligten sich an der Förderung 21 Gesellschaften. Seit 1890 begann die Gewinnung der „Land Pebble“.

Die Produktion der letzten Jahre war in Florida (nach Ingalls) folgende (in Tonnen à 1120 Kilo):

	1906		1907		1908		1909	
	Tonnen	Wert \$	Tonnen	Wert \$	Tonnen	Wert \$	Tonnen	Wert \$
Hard-Rock .	561370	3312083	589217	3714767	642259	6262025	478820	3351740
Land Pebble	603382	1810146	721028	2523598	1026392	5131960	1089964	4121115
River Pebble	116878	36729	36729	139570	5000	17500	5000	15000
Total	1206494	5239107	1346974	6377935	1673651	11411485	1582784	7578855

2. Die Phosphatlagerstätten Südcarolinas.

Die Phosphatlagerstätten von Südcarolina¹⁾ liegen in der Nähe von Charleston. Sie beginnen am Broad River im Süden und erstrecken sich von hier etwa 102 km in nordöstlicher Richtung. Die Breite dieses Phosphatgebietes beträgt etwa 17—34 km. Die Phosphate finden sich nicht an allen Stellen dieses Gebietes. Sie sind vielmehr in kleinen isolierten Partien inselförmig in dieser ganzen Zone zerstreut.

Die drei hauptsächlichsten Phosphatgebiete dieses Staates sind folgende:

I. Das Gebiet nördlich und östlich von Charleston. Es erstreckt sich vom Wando River und Cooper River im Nordosten bis zum Rantowles Creek und Stono River im Südwesten. Die Namen einiger der dortigen Gruben resp. Gesellschaften sind: „Bradley“, „Charleston Mining and Manufacturing“, „Magnolia“, „Bolton“, „Black and William“.

II. Ein Gebiet westlich des eben beschriebenen Gebietes. Es erstreckt sich vom Edisto River im Osten bis zum Horseshoe Creek im Westen.

III. Ein Gebiet zwischen Bull River und Broad River, einschließlich Coosaw River, Beaufort River und Chisholm's Island. Es sind dies hauptsächlich Flußphosphate. —

Die Höhenlage dieses ganzen Gebietes ist sehr gering. Die Hügel erheben sich nur wenige Meter über dem Meeresspiegel.

Geologisch besteht Südcarolina zum größten Teile aus eocänen Mergeln, welche von Kreideschichten unterlagert werden. Die Mächtigkeit dieser kalkreichen Mergel beträgt ungefähr 210 m.

Sie lassen sich von unten nach oben in drei Zonen gliedern, in die „Santee River“- „Cooper River“- und „Ashley River“-Schichten. Die letztere Abteilung enthält zahlreiche Haifischzähne und Walfischknochen. Überlagert werden diese Mergel von verschiedenen mächtigen Sanden und Tonen. Hierüber liegt dann eine Schicht mit zahlreichen Haifischzähnen, Walfischwirbeln und zudem auch mit Resten von Mastodon, Megatherium, Elefant, Pferd, Kuh und anderen Landtieren. Dieses ist die abbauwürdige Phosphatschicht. Sie besteht aus Tierresten und Phosphatknollen, die eingebettet sind in einer sandigen oder tonigen Grundmasse. Bisweilen lagert diese Schicht auch direkt diskordant auf eocänem Mergel.

Die Phosphatknollen schwanken in ihrer Größe zwischen der einer Erbse und Massen von über 1000 kg Gewicht. Die letzteren bestehen meist aus einem konzentrierten Agglomerate zahlreicher kleinerer Knollen. Die Form der Knollen ist mehr oder weniger gerundet. Die härteren

¹⁾ Literatur siehe allgemeine Literatur unter Florida.

enthalten Bohrgänge. Eocäne Muschelreste, Haifischzähne oder Knochen von Meerestieren sind öfter in diesen Knollen eingeschlossen. Reste von Landtieren dagegen niemals. Hierdurch ist das jüngere Alter dieser Knochenreste gegenüber den sie begleitenden Phosphatknollen bewiesen. Die Härte dieser Knollen schwankt zwischen 2 und 4, ihr spezifisches Gewicht zwischen 2,2 und 2,5.

Durch die Erosion der Flüsse sind diese Phosphatknollen aus ihren primären Lagerstätten bisweilen ausgewaschen und in den Flußablagerungen konzentriert worden. Die Färbung dieser Flußphosphate ist viel dunkler. Unter den Phosphaten von Südcarolina unterscheidet Penrose folgende elf Varietäten:

1. Farbe: pechschwarz, außen glänzend. Vorkommen selten, z. B. Parrot Creek. Enthält zahlreiche Fossilien.
2. Farbe: braun, außen glänzend. Sehr reich. In großer Menge in der Bradley-Mine und in dem Felde der Charleston Mining und Manufacturing Company.
3. Farbe: hellbraun, mit wenig oder keinem Glanz. An der Sonne bleicht das Phosphat. Häufig.
4. Farbe: hell, kreideähnlich. Ärmer. Das Phosphat ist eigentlich nur fossilreicher, phosphoreszierter Mergel.
5. Farbe: dunkel grauschwarz mit wenig oder keinem Glanz. Sehr kieselsäurereich. Enthält viele Muschelreste. Vorkommen besonders in Flüssen, z. B. Stono River-Distrikt.
6. Farbe: grau. Durch Phosphat verkittete Sandkörner und Muschelschalen. Hart oder weich. Oft vermengt mit besseren Qualitäten. Vorkommen z. B. Beaufort River.
7. Farbe: dunkelgrau. Körner von Quarz und Feldspat sind verkittet durch dunkelgrauen phosphathaltigen Mergel. Seltenes Vorkommen (z. B. Bull River).
8. Farbe: außen schwarz glänzend, innen hell oder dunkelgrau. Vorkommen z. B. Coosaw River und Edisto River (Fishburne's Mine).
9. Mergel mit konzentrisch struierten Knollen und Muschelresten. Reiches, aber seltenes Vorkommen (nur Bull River).
10. Farbe: rotbraun. Eisenhaltig, kieselsäurereich und arm.
11. Farbe: braun oder schwarz. Hart und reich. Ähnlich Koprolithen.

Außerdem gibt es gelegentlich auch noch flache, nicht konkretionäre Phosphate, welche an ihrer Oberseite 20—30 Prozent Tricalciumphosphat enthalten, während auf der Unterseite der Phosphatgehalt immer geringer

wird, nach wenigen Centimetern bereits nur 10—20 Prozent beträgt und sich schließlich von dem des unterlagernden Mergels nicht mehr unterscheidet. Diese Phosphate verdanken ihre Entstehung einer Imprägnation des Mergels durch den Phosphatgehalt der überlagernden Phosphatknoten. Wo letztere fehlen, ist der Mergel auch nur sehr wenig phosphathaltig. Die Oberseite dieser Phosphatmergel ist auch dunkler, glänzender und härter als ihre Unterseite.

Auch die Phosphatknoten zeigen außen und innen einen verschiedenen hohen Phosphatgehalt. Außen sind sie phosphatreicher, innen phosphatärmer.

Die Mächtigkeit der Lager schwankt von wenigen Centimetern bis zu 75 cm. Der Durchschnitt beträgt 20—30 cm. Die größeren Mächtigkeiten finden sich meist nur dort, wo die Phosphate kleine Mulden in dem unterlagernden Mergel ausfüllen. Das Alter dieser Phosphate wird von Holmes als Postpliocän betrachtet. Die Verteilung der einzelnen Phosphatknoten in dem Lager ist bisweilen ganz dicht, bisweilen weniger dicht. Im Durchschnitt enthält der Acker nach Penrose 300—1200 Tonnen reines, trocknes Phosphat. Häufig liegen die Phosphatlager an der Oberfläche, bisweilen auch in größerer Tiefe, wie z. B. unter der Stadt Charleston in über 18 m Tiefe. In letzteren Fällen ist das Lager von alluvialem Ton, Sand oder Mergelschichten bedeckt. Eisenhydroxyd und Kieselsäure können den Sand und auch die oberste Lage des Phosphatlagers verkitten. Eine derartige, durch Kieselsäure verkittete Phosphatbank findet man stellenweise im Bette des Stono River.

Ein allgemeines Profil der Phosphatlagerstätten gibt uns C. U. Shepard. Dasselbe ist von oben nach unten folgendes:

- I. Ackerboden. Wenige Centimeter bis 30 cm mächtig.
- II. Heller, kieselsäurereicher Ton, vermischt mit Sand, Glimmer und wenig Kalksubstanz. 30 cm oder mehr mächtig.
- III. Blauer toniger Mergel mit rezenten Muschelresten, ca. 60 cm.
- IV. Eine dünne Lage groben Sandes (3—9 cm).
- V. Phosphatknoten mit Knochen und Zähnen eingebettet in einem Mergel. Die obersten Lagen sind oft härter, die untersten weicher. Diese Schicht geht oft über in
- VI. Mergel, im Hangenden mit 20—30 Prozent Phosphat, aber in wenigen Centimetern Tiefe nur noch mit 10—20 Prozent.
- VII. Toniger Mergel mit 7—10 Prozent Phosphat.

Über die Entstehung dieser Phosphate äußert sich Holmes folgendermaßen: Eocäner Mergel wurde durch die Tätigkeit von Bohrmuscheln und durch Erosion zerstückelt und zusammen mit den Knochen von See-

tieren an der Meeresküste in Salzwasserlagunen angehäuft. Das Salz dieser Lagunen lockte zahlreiche Landtiere herbei, welche dann durch ihre Exkremente und bisweilen auch durch ihren Kadaver den Phosphatgehalt dieser Sümpfe und Lagunen erhöhten. N. S. Shaler hält die Phosphatknollen für Konkretionen am Boden von Sümpfen. Sie sollen anfangs nur spärlich in ihrem Muttergestein verstreut gewesen sein und sich später erst auf sekundärer Lagerstätte konzentriert haben.

Die Phosphate von Südcarolina wurden vor dem Jahre 1860 von C. U. Shepard entdeckt. Aber erst im Jahre 1868 begann der erste Abbau durch die „Charleston Phosphate Mining and Manufacturing Company“.

Die Produktion von Südcarolina betrug in den letzten Jahren (in Tonnen à 1120 kg):

	1906		1907		1908		1909	
	Tonnen	Wert \$	Tonnen	Wert \$	Tonnen	Wert \$	Tonnen	Wert \$
Land Rock .	270 000	990 000	228 354	890 581	250 000	1 687 500	197 000	648 838
River Rock .	45 000	144 000	37 303	126 830	40 000	240 000	9 500	33 250
Total	315 000	1 134 000	265 657	1 017 411	290 000	1 927 500	206 500	682 088

3. Die Phosphatlagerstätten Nordcarolinas.

Die Phosphatlagerstätten von Nordcarolina haben keine große Bedeutung. Sie sind entweder zu wenig mächtig oder zu arm. Sie liegen im südöstlichen Teile von Nordcarolina, besonders in den Distrikten Sampson, Duplin, Pender, Onslow, Columbus und New Hannover. Die Phosphatlagerstätten von Nordcarolina bilden nach Penrose zwei Haupttypen:

1. Schichten mit Phosphatknollen, wie in Südcarolina.
2. Ein Konglomerat von Phosphatbruchstücken innerhalb einer Kalksteingrundmasse.

Der erste dieser Typen überlagert eocänen Mergel und besteht aus zahlreichen Phosphatknollen, Haifischzähnen und Knochen in einer sandigen oder mergeligen Grundmasse. Die Knollen sind von bleigrauer Farbe. Ihre Größe kann ein Gewicht von mehreren hundert Pfund erreichen. Sie sind teils kompakt, teils grobkörnig (sandig). Schalen tertiärer Muscheln und Sand sind oft in den Phosphatknollen eingeschlossen. Während die Phosphatknollen abgerollt und gerundet sind,

zeigen die sie begleitenden Muschelschalen eine sehr gute Erhaltung. Angebohrte Phosphatknochen sind häufig. Aus diesen letzten Beobachtungen dürfte auf eine sekundäre Lagerung dieser Phosphatknochen geschlossen werden. Die Zusammensetzung der Phosphate und ihre vorwiegend flache Gestalt sprechen für einen ursprünglich sandigen Mergel, der an der Oberfläche phosphatisiert wurde. Der Phosphatgehalt beträgt etwa 45 Prozent Tricalciumphosphat. Die Ablagerungen sind sehr klein und wenig mächtig.

Der zweite Typus besteht aus Phosphatknochen, Haifischzähnen, Knochen und Quarzgeröllen, die zusammen mit glaukonitischem Sande in einer kalkigen Grundmasse eingebettet sind. Diese Schichten sind stellenweise bis 1,80 m mächtig. Die größten Knochen liegen im härteren hangenden Teil der Lagerstätte, erreichen aber auch hier höchstens die Größe einer Kastanie. Das ganze Gestein enthält nicht mehr als 10—20 Prozent Tricalciumphosphat.

4. Phosphatvorkommen in Pennsylvanien¹⁾.

(Wavellitvorkommen.)

Am Fuße des nördlichen Abhanges der South Mountain kennt man in der Nähe von Mount Holly Springs, etwa 20 Meilen südwestlich von Harrisburg Wavellitvorkommen in einem weißen Ton, vereint mit Mangan und Eisenerzen. Diese Wavellitvorkommen werden ihres Phosphorgehaltes wegen abgebaut.

Auf kambrischen und untersilurischen Sedimenten lagern in dieser Gegend Verwitterungsprodukte, und zwar zu unterst weiße Sande, die in loco aus Kalksandsteinen hervorgegangen sind, in welche sie in der Tiefe übergehen. Darüber folgen weiße Tone, die aus Schiefer entstanden, und darüber gefärbte Tone, die sich aus unreinem Kalkstein bildeten. In und über letzteren liegen Eisen- und Manganerze, die ebenfalls durch Zersetzung eisenhaltiger Schiefer und Kalksteine entstanden und früher auch abgebaut wurden.

Alle diese Zersetzungsprodukte fallen entweder steil, beinahe vertikal ein, wie die unterlagernden nicht zersetzten Schichten, oder sie sind den Abhang hinabgewandert und haben sich dort vermischt mit Quarzitbruchstücken und anderem Material.

Der Wavellit ($\langle \text{HOAl} \rangle_3 \text{P}_2 \text{O}_8 + 5 \text{H}_2 \text{O}$) findet sich vor allem in dem weißen Ton, der auch zu einer größeren Tonindustrie (für Papierfabriken

¹⁾ G. W. Stose, Phosphorus ore at Mount Holly Springs, Pa. United St. Geol. Survey. Bulletin 315 S. 474—483. Washington 1907.

usw.) in jener Gegend Veranlassung gegeben hat. Aber auch die Eisenerze enthalten im Durchschnitt 0,5—1,5 Prozent Phosphorsäure.

Die Form des Wavellites ist die radialstrahliger runder Knollen mit dem bekannten Seidenglanz auf frischem Bruche. Die Breite der Lagerstätte beträgt anscheinend 12—15 m, die Mächtigkeit schwankt zwischen einigen Metern und 15 m, die Größe der Längenerstreckung, welche parallel dem Gebirge läuft, ist noch unbekannt.

Die Phosphorsäure dieses Wavellites war ursprünglich in den organischen Resten der unterlagernden Sedimente fein verteilt vorhanden und wurde später erst bei deren Zersetzung umgelagert und in Form von Wavellit wieder abgesetzt.

Die in Mount Holly Springs geförderten Aluminiumphosphate werden im elektrischen Ofen auf Phosphor verarbeitet. Es ist dies die einzige Wavellitgrube der Welt. Eröffnet wurde sie im Jahre 1900. Im Jahre 1905 verarbeitete sie 400 Tonnen Wavellit.

5. Die Phosphatlagerstätten in Alabama¹⁾.

Der Untergrund von Alabama wird in seinen ebenen mehr nach der Küste zu gelegenen Teilen aus oberer Kreide und Tertiär aufgebaut. Das Einfallen der Schichten ist südlich. Über die Geologie der Vorkommen ist folgendes zu sagen.

Das älteste Glied der hier aufgeschlossenen Kreide ist die „Tuscaloosa“-Formation, welche aus etwa 300 m mächtigen Sanden und Tonen besteht (letzterer mehr unten, ersterer mehr oben). Hierüber lagern 90 m Sande der „Eutaw“-Formation, welche wieder überlagert werden von „Rotten Limestone“ oder „Selma Chalk“, bestehend aus 300 m hartem kalkigen Ton oder tonigem Kalkstein mit zahlreichen Foraminiferen. An der Basis dieser Schicht findet sich ein Lager phosphathaltiger Grünsande. Über dem „Rotten Limestone“ folgen dann noch 75 m einer unten kalkigen, oben sandigen Schicht, der sogenannten „Ripley“-Schicht, an deren unterem Ende sich ein zweites Phosphatlager befindet.

Tertiär ist durch Eocän und Miocän vertreten. Die unterste Abteilung des Eocän heißt „Claiton“ und ist 9—60 m mächtig. Hierüber lagern 300 m „Lignitic“, Tone mit marinen Muschelresten und mit Lignitbänken. Darauf folgt die „Claiborne“-Gruppe, welche aus 90 m kieseligen Schichten („Buhrstone“) mit Resten von Radiolarien, Diatomeen und Foraminiferen, und aus 45 m kalkigem Mergel bestehen. Die oberste Abteilung des Eocän in diesem Staate bildet dann der „St. Stephens“

¹⁾ Literatur siehe unter Florida.

oder „White Limestone“, ein 60–90 m mächtiger Kalkstein mit Phosphatbänken. Das Miocän besteht aus einer unteren Abteilung, „Grand Gulf“, mit etwa 150 m mächtigen Sanden und Tonen und aus einer oberen Abteilung, „Pascagoula“, mit grünen oder blauen Tonen.

I. Die Phosphatlagerstätten der Kreideformation.

A. Das „Hamburg Bed“. Die geologische Lagerung dieser zuerst entdeckten Schicht ist von oben nach unten folgende:

1. „Rotten Limestone“, mit wenig Tricalciumphosphat.
2. Grünsand, durchschnittlich 1,50 m mächtig, phosphathaltig, die untere Abteilung enthält Phosphatknollen.
3. Eine sandige, kalkige Schicht, 1,50–1,80 m mächtig. Sie enthält in ihrem oberen Teile (60–75 cm) zahlreiche Phosphatknollen von der Größe einer Erbse bis zu 10 cm Durchmesser. Die Gestalt dieser Knollen ist unregelmäßig flach, ihre Farbe hellgrau bis dunkelbraun. Beim Reiben verbreiten sie einen petroleum-ähnlichen Geruch. Mit den Knollen zusammen finden sich zahlreiche, schlecht erhaltene Kreidefossilien, die selbst mehr oder weniger phosphatisiert sind. Vom Orte Hamburg aus sind diese Lager mit wechselndem Phosphatgehalt westlich bis zur Mississippigrenze und östlich bis nach Georgia verfolgt worden. Je nach ihrem Phosphatgehalt kann man hier unterscheiden:

- a) Phosphatknollen und Muschelschalen mit 20–30 Prozent P_2O_5 ;
- b) Grünsand mit 2–5 Prozent P_2O_5 ;
- c) die Grundmasse mit 2,5 Prozent P_2O_5 .

B. Das „Coatopa Bed“ lagert direkt unter dem „Rotten Limestone“, also in einem etwas höheren Horizonte als die Vorkommen von Hamburg. Die etwa 1,50 m mächtigen Ablagerungen bestehen aus Phosphatknollen und aus mergeligem Grünsand mit 1,5 Prozent P_2O_5 . Bekannt sind diese Lager z. B. bei Coatopa im Distrikt Sumter.

C. Das „Linden, Prairie Bluff, Snor Hill Bed“. Diese Phosphatablagerungen liegen in einer noch höheren Zone, im hangenden Teile der „Ripley“-Schicht, nahe dem Hangenden der Kreide selbst. Der Charakter der Ablagerung entspricht dem bisher beschriebenen. Sie besteht aus mergeligem Grünsand mit 1,5 Prozent P_2O_5 und eingelagerten Phosphatknollen mit 20–30 Prozent P_2O_5 . Im liegenden Teil tritt bisweilen ein sandiger Kalkstein mit 8–12 Prozent P_2O_5 auf. Gefunden hat man diese Ablagerung z. B. bei Dayton und bei Nixonville im Distrikt Marengo.

II. Die Phosphatlagerstätten des Tertiärs (Eocän).

Im Tertiär von Alabama findet man Phosphate in vier verschiedenen Horizonten:

1. „Black Bluff“ oder „Sucarnochee“ (Abteilung des „Lignitic“). Tone enthalten hier Phosphatkonkretionen mit 30 Prozent P_2O_5 .
2. „Nanafalia“ (Abteilung des „Lignitic“). In dieser Schicht tritt eine 4,50–6 m mächtige Grünsandbank mit *Gryphaea thirsa* auf, welche dünne erhärtete Lagen mit bis 6,7 Prozent P_2O_5 enthält.
3. „Claiborne“. In diesem Horizont tritt im Distrikt Dale ein 1,50 m mächtiger mergeliger Grünsand mit einem beträchtlichen Phosphatgehalt auf.
4. „White Limestone“. Derselbe enthält in seinen unteren 15–20 Metern Phosphatkonkretionen.

6. Die Phosphatlagerstätten in Tennessee¹⁾.

Ch. W. Hayes teilt die Phosphatlagerstätten von Tennessee nach ihrer Form, Farbe, Lagerung und Entstehung in vier Gruppen ein:

1. Dunkle Phosphatknollen.
2. Dunkle Phosphatschichten.
3. Weiße Phosphatbreccien.
4. Weiße, kieselsäurereiche, geschichtete Phosphate.
5. Gebänderte weiße Phosphate.

Für den Abbau am wichtigsten sind die dunklen Phosphatschichten. Dieselben gehören ebenso wie die dunklen Phosphatknollen zum Devon. Die sekundäre weiße Phosphatbreccie ist jüngeren Alters. Die weißen Phosphatschichten endlich gehören zum Karbon. Die quantitative Verbreitung aller

¹⁾ Safford, The phosphate beds of Tennessee. Eng. Min. Journ. LVII. 1894. S. 366. — Th. C. Meadows and L. Brown, The Phosphates of Tennessee. Trans. Am. Inst. Min. Eng. XXIV. 1895. S. 582 ff. — C. G. Memminger, Commercial Development of the Tennessee Phosphate. 16. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. IV. 1895. S. 631–635. — Ch. W. Hayes, The Tennessee Phosphates. 16. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. IV. 1895. S. 610–630. — Hayes, The Tennessee phosphates. XVII. Ann. Rep. U. St. Geol. Survey. 1895–1896. II. S. 513–550. — Ch. W. Hayes, The White Phosphates of Tennessee. Trans. Am. Inst. Min. Eng. XXV. 1896. S. 19–28. — D. Levat, Mémoire sur les Phosphates noirs des Pyrénées. Annales des mines. XV. 1899. S. 5 ff. — J. M. Safford, Horizons of phosphate rock in Tennessee. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 13. S. 14–15. 1901. — E. C. Eckel, The white phosphates of Decatur County, Tennessee. U. St. Geol. Surv. Bulletin 213. S. 424–425. Washington 1903. — C. W. Hayes, Origin and Extent of the Tennessee White Phosphates. United States Geol. Survey. Bulletin 213. S. 418–423. Washington 1903.

dieser Phosphate findet in der genannten Reihenfolge statt. Am verbreitetsten sind demnach die dunklen Phosphatknollen. Nur auf kleine Gebiete beschränkt sind die weißen Phosphatschichten.

Der geologische Aufbau des hier hauptsächlich in Betracht kommenden mittleren Teiles von Tennessee ist sehr einfach. Auf „Trenton“ Kalke des unteren Silur folgen die „Niagara“- und „Lower Helderberg“-Schichten des Obersilur, dann das Devon mit seinen Phosphaten. Das Liegende des Devon ist immer Kalkstein, der im westlichen Teile des



Figur 93.

Karte der Phosphatvorkommen von Tennessee. (Nach W. Hayes.)

Gebietes, am Ufer des Tennessee, zur Trenton-Serie, im östlichen Teile zu den Niagara-Schichten und in der Umgegend von Linden, Perry County, zum Lower Helderberg-Kalkstein gehört (Fig. 93 u. 94).

Die Schichtenfolge ist im allgemeinen folgende:

Karbon: Toniger Kalkstein mit Feuersteinknollen.

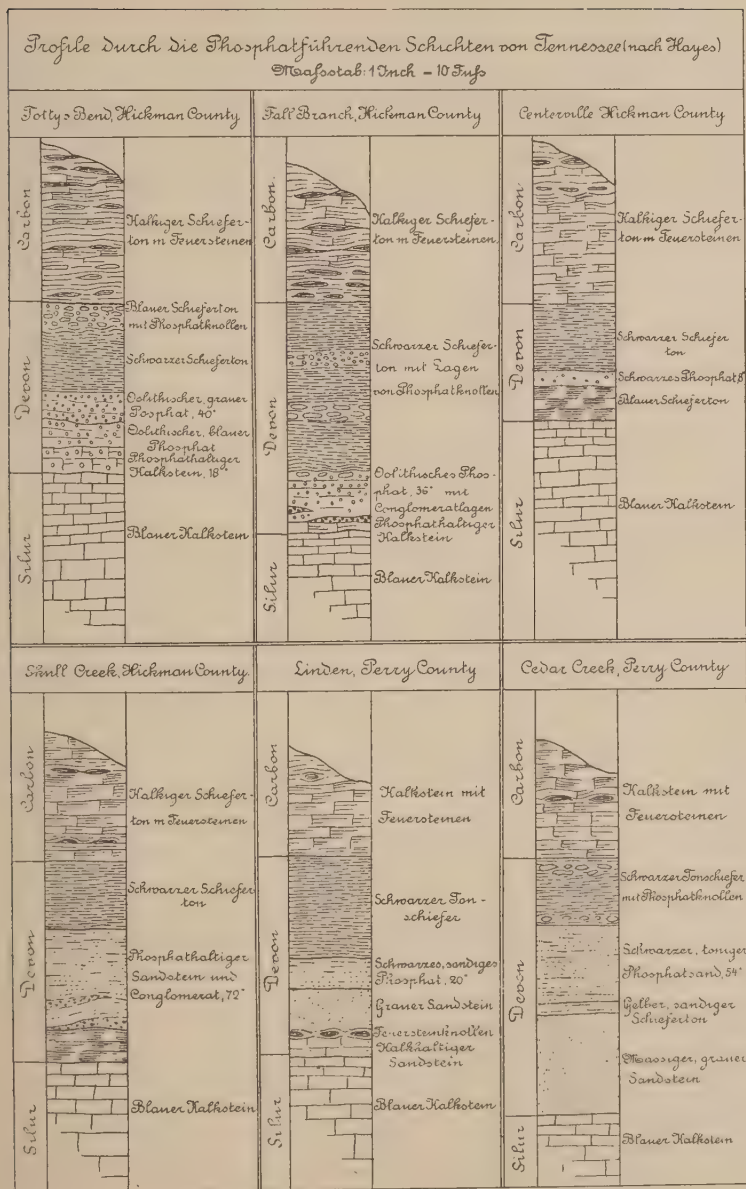
Devon: Grünsand mit Phosphoritknollen 0,20—0,40 m

Kohliger, schwarzer Schiefer (Chattanooga-Schiefer) 0—1,80 „

Geschichteter, schwarzer Phosphorit 0—1,20 „

Grauer Sandstein 0—1,80 „

Silur: Blauer Kalkstein.



Figur 94.

Profile durch die phosphatführenden Schichten von Tennessee.

Der an der Basis des Devon auftretende graue Sandstein ist sehr fest, beinahe quarzitähnlich. Seine größte Mächtigkeit erreicht er in der Nähe des Tennessee River. Hierüber lagert die ökonomisch wichtigste devonische Schicht, das schwarze Phosphat. Im Hangenden folgen die schwarzen Chattanooga-Schiefer. Dieselben ähneln Cannel-Kohle. Sie sind deshalb auch von den Farmern früher öfter für Kohle gehalten und geschürft worden. Sie sind reich an Pyrit. Hierüber liegen dann Grünsande mit Phosphatknollen.

I. Die schwarzen Phosphatknollen.

(Black nodular Phosphate.)

Die devonischen schwarzen Schiefer (Chattanooga-Schiefer) breiten sich trotz geringer Mächtigkeit über große Gebiete in Tennessee aus. Im östlichen Tennessee beträgt die Mächtigkeit dieser Schichten 7,50 m, im mittleren Tennessee 2—2,40 m. Der überlagernde obere Teil des Devon, etwa 60—90 cm im östlichen und 30—35 cm im mittleren Tennessee besteht aus einem blauen oder grüngrauen, feinkörnigen Sandstein, in welchen Phosphatknollen eingebettet sind. Der Durchmesser der eingebetteten, meist sphärischen Phosphatknollen beträgt 1—4 cm. Die Knollen liegen dicht gepackt oder stellenweise auch mehr zerstreut in ihrer Einbettungsmasse. Ihre Struktur ist feinkörnig; ihre Farbe im Innern dunkel oder braunschwarz. Beim Verwittern wird die Farbe heller und zerfällt die Knolle schließlich zu einem grauen Pulver, während die härtere Einbettungsmasse festbleibt und nicht so schnell von den Agentien der Verwitterung angegriffen wird.

Diese Phosphatknollen haben ihre größte Verbreitung im mittleren Tennessee. Hier sind sie nicht nur an die oberen Lagen des Devon gebunden. Sie finden sich hier auch in tieferen Horizonten und bilden in dem schwarzen Schiefer 6—30 cm mächtige Lagen. Die Länge der oft in Form unregelmäßiger Ellipsoide auftretenden Knollen kann bis 60 cm, die Dicke bis 20 cm erreichen; meist sind sie aber nur 9—25 cm lang und halb so dick. Der Gehalt an Tricalciumphosphat beträgt 60—70 Prozent. Letzterer ist bezeichnenderweise höher in verwitterten als in unverwitterten Stücken. Einen Abbau lohnen diese Phosphatknollen nur dort, wo im Liegenden auch die dunklen Phosphatschichten in abbauwürdiger Menge vorhanden sind.

II. Die schwarzen Phosphatschichten.

(Black bedded Phosphate.)

Die schwarzen Phosphatschichten sind die wichtigsten Phosphatvorkommen Tennessees. Sie finden sich vor allem bei Centerville, südwestlich

von Nashville, in den Distrikten Hickman, Williamson, Maury, Lewis, Wayne, Perry und Decatur. Obwohl in allen diesen Distrikten phosphatführende Schichten vorhanden sind, so ist doch nur ein sehr kleiner Teil derselben abbauwürdig, da die Schichten oft zu wenig mächtig oder zu geringwertig sind. Durch Zunahme an Calciumkarbonat oder Kieselsäure können diese Phosphate allmählich in Kalkstein oder Sandstein übergehen. Die reichsten Stellen enthalten bis 81 Prozent Tricalciumphosphat. Diese reichen Partien finden sich vor allem in einer Gegend, die sich durch das Swan Creek Valley erstreckt, dann nördlich durch Totty's Bend und über den Duck River bis in die Nähe von Fernvale Springs in Williamson County. Die Mächtigkeit der Phosphate beträgt hier im Durchschnitt 90 cm. In westlicher Richtung keilt sich die Schicht bei Centerville bis zu 10 cm aus, während sie noch weiter westlich, z. B. am Skull Creek, bis zu 1,80 m anschwillt.

Bei dieser großen Mächtigkeit ist der Charakter des Gesteines jedoch mehr der eines phosphathaltigen Sandsteines mit nur 35 Prozent Tricalciumphosphat.

Die typische Farbe des Phosphates (z. B. am Swan Creek) ist im frischen Zustande blauschwarz oder grau, angewittert rostig gelb. Die Ursache dieser dunklen Farbe ist eine Beimengung organischer Materie. Bei Tottys Bend ist die dortige Phosphatschicht ausnahmsweise in zwei getrennten Flözen entwickelt, von welchen das obere und zugleich reichere grau, das untere blauschwarz gefärbt ist. Sonst ist im allgemeinen die Färbung gleichmäßig.

Die typischste und verbreitetste Struktur dieses Phosphates ist die oolithische. Sie entsteht durch Anhäufung kleiner schwarzer, glänzender Körner. Die Grundmasse dieser Phosphatschicht verwittert leichter als die oolithischen Körner. Es ähnelt das Gestein dadurch in verwittertem Zustande einem porösen Sandstein. Pyrit ist in beträchtlicher Menge in kleinen Körnern beigemengt.

Von anderer Struktur ist kompaktes und homogenes, feinkörniges Phosphat. Seine Färbung ist dunkelgrau oder blauschwarz. Bei Verwitterung wird es durch Oxydation und Fortführung des dunkel färbenden Kohlenstoffgehaltes zuerst hellgrau, später durch Oxydation der Eisenverbindungen rostigbraun. Zwischen homogener und oolithischer Struktur gibt es alle Übergänge.

Diese geschichteten Phosphate können bisweilen durch groben Sandstein oder durch Konglomerate, die einen Phosphatgehalt besitzen, ersetzt werden. Es entstehen so konglomeratische Phosphate.

Eine dünnstiefbrige Varietät des Phosphates tritt schließlich noch als vierter Typus der geschichteten Phosphate auf. Diese Varietät spaltet in dünnen Platten. Sie besteht aus kleinen Quarzkörnern, die in einer kohligten Phosphatgrundmasse eingebettet sind. Diese stiefbrigen Phosphate enthalten zahlreiche Reste von Lingula.

Die Fossilreste, die sich in diesen geschichteten Phosphaten finden, sind stets abgerollt und teilweise in Phosphat umgewandelt. Von Fossilien nennt Meadows und Brown vor allem Spirorbis amphilodes Dana und Lingula spatulata, Hall. In den begleitenden Schieferen sind auch Reste von Lycopodium gefunden.

Die chemische Analyse ergibt das Vorhandensein von FeS_2 (Marcasit) in fast jeder Probe. Tonerde ist nur in geringer Menge vertreten. Fluor und Titan hat man in allen Proben nachgewiesen. Der Durchschnittsgehalt an Tricalciumphosphat beträgt 70 Prozent.

Nach Hayes haben sich diese Phosphate am Boden eines seichten, stark bevölkerten Meeres gebildet, vor allem durch Verwesung der dort lebenden Tierwelt. Die Kalkschalen der Muscheln und sonstigen Meeres-tiere wurden hierbei gleichzeitig zum Teil in Phosphat umgewandelt.

III. Die weißen Phosphatbreccien.

(White Breccia Phosphate.)

Die weißen Phosphatbreccien sind vor allem nördlich von Linden, am Toms Creek und Buffalo River, vorhanden, außerdem auch noch an einigen wenigen Stellen nordwestlich von Linden.

Petrographisch bestehen diese unregelmäßig auftretenden Phosphate aus kleinen eckigen Fragmenten karbonischen Feuersteins, die in einer Grundmasse von Phosphat eingebettet sind. Die Größe der Feuersteinfragmente ist 3–10 cm. Die Phosphatgrundmasse ist weiß oder schwach rötlich gefärbt. Ihre Härte ist etwas größer als die des Kalksteins. Bisweilen zeigt das Phosphat eine dünne Lagenstruktur, gleichsam als ob sich sein Material aus Lösungen abgesetzt habe. Diese dann konzentrisch struierten und gebänderten Phosphate sind dichter und reiner als die anderen Varietäten. Der Anteil der Feuersteinfragmente an dieser Breccie beträgt durchschnittlich 50 Prozent. An anderen Stellen, z. B. am Toms Creek, verschwinden diese Fragmente fast vollkommen und das Phosphat gleicht Travertin und scheint dann, wie dieser, aus kalkhaltigen Quellen abgesetzt zu sein. Der Gehalt dieser weißen Phosphatbreccie beträgt

etwa 40 Prozent Tricalciumphosphat, während die reine Phosphatgrundmasse 80 Prozent enthält. Die Entstehung dieser Phosphate hat man sich nach Hayes folgendermaßen zu denken: kohlensäurehaltige Gewässer laugten den Phosphatgehalt der schwarzen devonischen Phosphate aus und setzten ihn bei Tage zwischen den Bruchstücken des karbonischen Feuersteins als weiße Phosphatbreccie oder als travertinähnliche Masse wieder ab. Für einen Abbau kommen diese weißen Phosphatbreccien vorläufig nicht in Betracht.

IV. Die kieselsäurereichen geschichteten weißen Phosphate.

(Stony Phosphate.)

Stony Phosphate finden sich in einem kleinen Gebiete am Red Bank und Terrapin Creek in Perry County. Die Schichten des Plateaus bestehen hier aus den unteren Ablagerungen des Karbon, vor allem aus einem kalkigen, sandigen Schieferton mit Feuersteinlagen. Die Phosphate liegen etwa 21 m über dem dort ebenfalls vorhandenen devonischen Schieferton zwischen den Feuersteinlagen. Teilweise ist das Phosphat sehr kieselsäurereich und besteht dann eigentlich aus einem Kieselskelett, dessen Hohlräume mit weißem Phosphat erfüllt sind. Die 10—30 cm mächtigen Feuersteinlinsen innerhalb des Phosphates machen etwa 30 Prozent der Masse aus.

Die Mächtigkeit dieser Bänke beträgt am Red Bank Creek (Spencer place) 6 m. Überlagert werden sie noch von ca. 3 m schwachgeschichtetem Phosphat ohne Feuerstein. Am Stone Quarry Hollow, südlich Terrapin Creek, beträgt die Mächtigkeit dieser Phosphate sogar 12 m und die der hierbei mitgezählten oberen reineren Lagen 3—4,50 m. Die Struktur der Phosphate ist feinkörnig. Die Grenze gegen die eingelagerten Feuersteine ist nicht scharf, vielmehr geht die phosphatisierte Grundmasse allmählich in diese über und enthält auch selbst noch skelettartige Relikte von Feuerstein, die dem Phosphat eine ausnehmend große Härte verleihen. Kleine Drusen sind mit winzigen Quarzkristallen ausgekleidet. Im Dünnschliff sieht man nach Hayes folgendes: In einer Grundmasse von Chalcedon oder kryptokristalliner Kieselsäure liegen zahlreiche Rhomboederkristalle, welche die Form von Calcit haben, aber isotrop sind. Eine Analyse dieser Rhomboeder ergab Calciumphosphat. Sie sind demnach Pseudomorphosen von Phosphat nach Calcit. Der Phosphatgehalt dieser Lagerstätten ist für einen lohnenden Abbau zu niedrig. Er beträgt nur 27—33 Prozent Tricalciumphosphat.

Hayes gibt uns folgende Analysen an:

	a	b	c	d	e	f
SiO ₂	61,34	49,43	54,30	54,88	50,18	56,46
CaO	20,30	26,40	22,87	22,76	25,57	22,01
P ₂ O ₅	12,55	15,12	14,86	15,30	15,21	13,15
Entsprechend						
Ca ₃ P ₂ O ₈	27,40	33,00	32,45	33,40	33,20	28,60
CaCO ₃	9,75	15,21	9,36	8,23	13,45	11,56

a—d) vom Stone Quarry Hollow, südlich Terrapin Creek.

e) vom Red Bank Creek. f) vom Spencer Place.

Der nicht analysierte Rest der Probe, etwa 2—4 Prozent, besteht hauptsächlich aus Eisen und Tonerde.

Die Entstehung dieser Lagerstätte wird am besten auf die Wirkung phosphathaltiger Gewässer zurückgeführt, welche Calcit metasomatisch in Phosphat verwandelten. Die Phosphorsäure ist hierbei aus tiefer liegenden Schichten ausgelaugt.

V. Die gebänderten weißen Phosphate.

(Lamellar Phosphate.)

Von den weißen Phosphaten Tennessees kommt diese gebänderte Varietät allein für den Abbau in Frage. Sie enthält 85—90 Prozent Tricalciumphosphat. Beigemengt enthält sie bisweilen ein weniger dichtes, grünliches Phosphat mit etwas Eisen und mit einem Phosphatgehalt von etwas unter 80 Prozent. Im Durchschnitt kann jedoch, wie z. B. bei Wilsdorfs Branch beim Postamt Toms Creek ein Produkt mit 79—81 Prozent Tricalciumphosphat gefördert werden.

Diese gebänderten Phosphate finden sich in großen Höhlungen silurischer Kalksteine. Am Boden dieser Höhlen haben sie sich aus Lösungen abgesetzt, und zwar in größerer Menge immer in den Vertiefungen als über den Erhebungen des Bodens. Stellenweise konnte der Kalkstein unter diesem Phosphate auch aufgelöst und fortgeführt werden. Es brach dann die überlagernde Phosphatkruste nach und wurde später zu einer breccienartigen Masse verkittet.

Die Mächtigkeit des Phosphates schwankt. Eckel gibt als größte von ihm in Decatur County beobachtete Mächtigkeit 5,40 m an. Am Wilsdorfs Branch, Perry County, beträgt sie nach Hayes 0,45—2,10 m.

Überlagert wird das Phosphat bei Wilsdorfs Branch von verschieden gefärbtem Ton, 0,90—2,40 m mächtig. Derselbe enthält kleine Fragmente oder größere, mehrere Tonnen wiegende Bruchstücke von Phosphat. Diese größeren Brocken sind oft zerbrochen und durch Phosphat wieder verkittet, wodurch sie ein breccienartiges Aussehen erlangen. Überlagert wird dieser phosphathaltige Ton von 2,40 m mächtigem Ton mit Kalksteinbruchstücken. Hierüber lagern dann noch einige Schichten roten und gelben Tones mit Feuersteinfragmenten.

Das Vorkommen dieser gebänderten Phosphate ist ausschließlich an das Vorhandensein silurischer Kalksteine, besonders an das der obersilurischen Crinoidenkalke gebunden. Karbonische Kalksteine kommen nicht in Betracht, da sie durch beigemengte Kieselsäure zu hart sind und daher zur Bildung von Höhlen nicht geführt haben.

Die erste Förderung in Tennessee geschah 1894. Die Produktion der letzten Jahre betrug (Tonnen à 1120 Kilo):

	1906	1907	1908	1909
Tonnen	520 381	626 683	403 180	388 380
Wert in \$	2 029 486	3 008 078	1 673 197	1 456 425

7. Die Phosphatlagerstätten in Arkansas¹⁾.

In Arkansas sind Phosphatlagerstätten innerhalb eines großen Gebietes bekannt und zwar von der Stadt Hickory Valley, 17 km nordöstlich von Batesville, bis nach St. Joe, Searey County, im Westen, also auf eine Entfernung von über 136 km. Aufgeschlossen sind sie am Lafferty Creek, in der westlichen Ecke von Independence County.

Am Aufbau dieser ganzen Gegend beteiligen sich nur Sedimente, deren Stratigraphie und Petrographie das folgende Profil ergibt:

Karbon:

„Boone Chert“, ein mächtiger Kalkstein mit Feuersteinen.

„St. Joe Marble“, ein grauer oder roter grobkörniger Kalkstein mit Calcitadern. Derselbe hat nur eine geringe Mächtigkeit, kann auch ganz fehlen.

Devon:

„Chattanooga“-Schiefer und „Sylamore“-Sandstein.

¹⁾ J. C. Branner, The Phosphate-Deposits of Arkansas. Trans. Am. Inst. Min. Eng. New York 1897. S. 580—598. — J. C. Branner und J. F. Newsom, The phosphate rocks of Arkansas: Bull. Arkansas Agr. Exp. Station Nr. 74, 1902. (Angeführt von Purdue.) — A. H. Purdue, Developed Phosphate Deposits of Northern Arkansas. United St. Geol. Survey. Bulletin 315. S. 463—473. Washington 1907.

Silur:

„St. Clair“-Kalkstein; ein rötlicher, kristalliner Crinoidenkalkstein (2,40—5,40 m mächtig).

Ordovician (Untersilur):

„Cason“-Schiefer, in den oberen Schichten gelbbraune, in den unteren grüne Schiefer. Dieselben enthalten Phosphatbänke¹⁾.

„Polk Bayou“-Kalkstein, ein mächtiger, grobbankiger Crinoidenkalkstein von grauer oder brauner Farbe.

„Izard“-Kalkstein, ein feinkörniger, meist dunkelblauer Kalkstein mit muscheligem Bruche. Seine Mächtigkeit beträgt mehrere 100 m.

Über die genauere Lagerung der phosphatführenden Schichten gibt folgendes Profil Auskunft, das am östlichen Abhang eines Hügels zwischen Lafferty Creek und White River von Purdue aufgenommen wurde:

„St. Clair“-Kalkstein.

Braunschwarzer Schiefer	60 cm
Geringwertiges, manganhaltiges Eisenerz	39 „
Dunkelgrüner Tonschiefer	37 „
Hochprozentiges Phosphat	135—180 „
Manganhaltiges Eisenerz	5 „
Geringeres Phosphat	120 „

„Polk Bayou“-Kalkstein.

Man baut am Lafferty Creek nur die obere Phosphatbank ab, da die untere zu geringwertig ist. Die obere Bank besteht aus einem kompakten hellgrauen Gestein, das von weitem vulkanischem Tuff ähnelt. An der Zusammensetzung beteiligen sich weiße und dunkelgraue Bestandteile. Letztere können oft die Größe einer Nuß erreichen, wodurch das ganze Gestein konglomeratähnlich wird. Mikroskopisch zeigen diese kleinen Knollen ein Haufwerk zahlreicher organischer Reste, sowie Calcit und Fluorit. Die weißen Bestandteile dieser Phosphatschicht sind ebenfalls organischen Ursprungs. Der Phosphatgehalt dieser oberen Bank schwankt zwischen 56,45 und 63,70 Prozent. Durch Verwitterung kann in dieser Schicht Calcit ausgelaugt werden, wobei das Gestein eine dunklere Farbe annimmt („Black Phosphate“). Gleichzeitig wird der Phosphatgehalt höher (71 Prozent). Das untere Lager ist in petrographischer Beziehung ähn-

¹⁾ Von Branner wurden diese Phosphate früher für devonisch, als Bestandteile der „Sylamore“-Sandsteine und „Chattanooga“-Schiefer gehalten. Es ist jedoch jetzt sicher festgestellt, daß sie älter sind als der silurische St. Clair-Kalkstein.

lich wie das obere zusammengesetzt, nur dunkler gefärbt und nicht konglomeratähnlich. Die dunklere Farbe rührt von einem größeren Gehalte an Eisen und Mangan her. In seinem oberen Teil wird dieses Flöz sehr eisenreich. Von dem oberen Flöze ist es nur durch eine dünne Lage manganhaltigen Eisenerzes getrennt. Der Phosphatgehalt dieses unteren Flözes ist niedrig (29,38 Prozent).

Ihrer Entstehung nach sind diese Phosphate organische Sedimente, worauf die gleichmäßige Verbreitung in den Schichten und die organischen Überreste hinweisen. Der fragmentäre Zustand der organischen Reste spricht zudem eher für Bildungen in einem flachen, transgredierenden Wasser als für Tiefseebildungen, wie es Branner und Newsom annehmen.

8. Phosphatlagerstätten in den westlichen Staaten von Nordamerika.

(Idaho, Wyoming, Utah.)

In den westlichen Teilen der Vereinigten Staaten von Nordamerika¹⁾ hat man in den letzten Jahren im Oberkarbon oolithische Phosphatschichten entdeckt. So machte man derartige Funde im Südosten von Idaho, im Südwesten von Wyoming und im Nordosten von Utah.

Die allgemeine Geologie dieser gebirgigen Gegend ergibt sich aus folgendem Schichtprofil.

Karbon:

Heller, sehr fossilreicher Kalkstein mit Phosphatlagern an seiner Basis.

Rote, weiße und grüne Quarzite und Sandsteine.

Massive blaugraue Kalksteine, mit einigen verkieselten Lagen.

Mächtigkeit über 600 m.

Devon:

Kalkstein, nicht überall vorhanden.

Silur:

Dünngeschichteter Kalkstein, nicht überall vorhanden.

Ordovician:

Weißer und grüner Quarzite.

Heller, dickbankige Kalksteine.

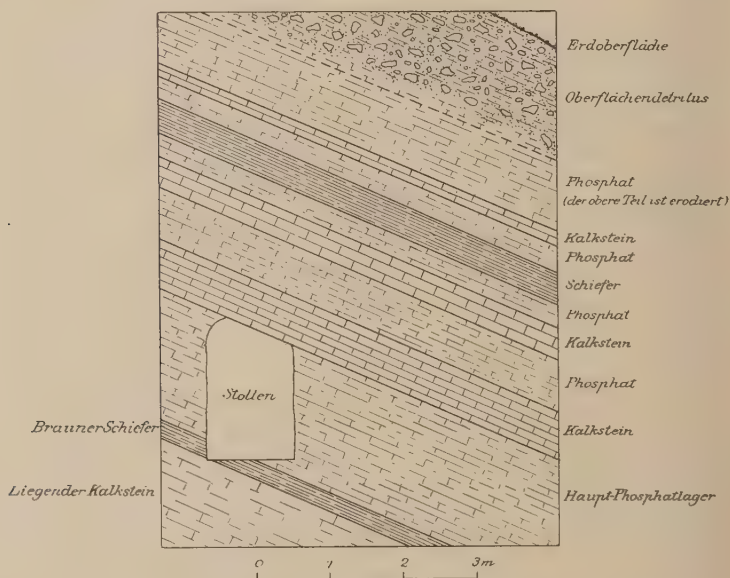
Kambrium:

Dünnschichtige, blaugraue Kalksteine, Quarzite.

¹⁾ F. B. Weeks und W. F. Ferrier, Phosphate Deposits in Western United States. United St. Geol. Survey. Bulletin 315. S. 450—462. Washington 1907.

Die oberkarbonischen Phosphatschichten bestehen aus abwechselnden Lagen von schwarzem oder braunem Phosphat, Tonschiefer und hartem blaugrauen Kalkstein. Der Kalkstein ist sehr fossilreich und führt unter anderem *Chonetes*, *Omphalotrochus* und *Productus*. In den Schiefen findet man *Lingula*.

Die phosphatführenden Schichten sind stellenweise 27 m mächtig. Die Stärke der einzelnen Lagern schwankt zwischen wenigen Centimetern und 3 m. (Fig. 94.)



Figur 95.

Profil durch den unteren Teil der Phosphatschichten von Montpellier, Idaho.
(Nach Weeks und Ferrier.)

Die Phosphatschichten beginnen an ihrer Basis mit Kalkstein, welcher von einer dünnen Lage weichen braunen Schiefers überdeckt wird. Hierüber folgt dann das Hauptphosphatlager, 1,50—1,80 m mächtig. Dasselbe hat oolithische Struktur und ist sehr hochprozentig an Phosphorsäure. Bei Montpellier enthält es bei 1,65—1,80 m Mächtigkeit im Durchschnitt 70 Prozent Tricalciumphosphat. Überlagert wird dieses Lager von noch weiteren Phosphatschichten, welche mit dunklen bituminösen Schiefen und Kalksteinen wechsellagern. Einzelne dieser Schichten können bis 3 m

Mächtigkeit erreichen. Dieselben enthalten dann jedoch sehr harte, dunkle Kalksteinknollen und dünne Lagen von Schiefer, die beim Abbau schwer vom Phosphat zu trennen sind.

Alle diese Ablagerungen sind mehr oder weniger aufgerichtet und gefaltet. Trotzdem zeigen aber die Phosphatschichten nach den bisherigen Aufschlüssen nur wenig Verwerfungen.

Die Phosphatvorkommen Westindiens.

1. Die Phosphatlager von Curaçao¹⁾.

Sowohl auf der kleinen Insel „Klein-Curaçao“ als auch auf der Hauptinsel „Groß-Curaçao“ finden sich sehr reiche Phosphate.

Geologisch besteht Curaçao aus verschiedenen Sedimenten der Kreidezeit und aus Diabasen, die randlich von quartären Riffkalken und Konglomeraten umgeben werden.

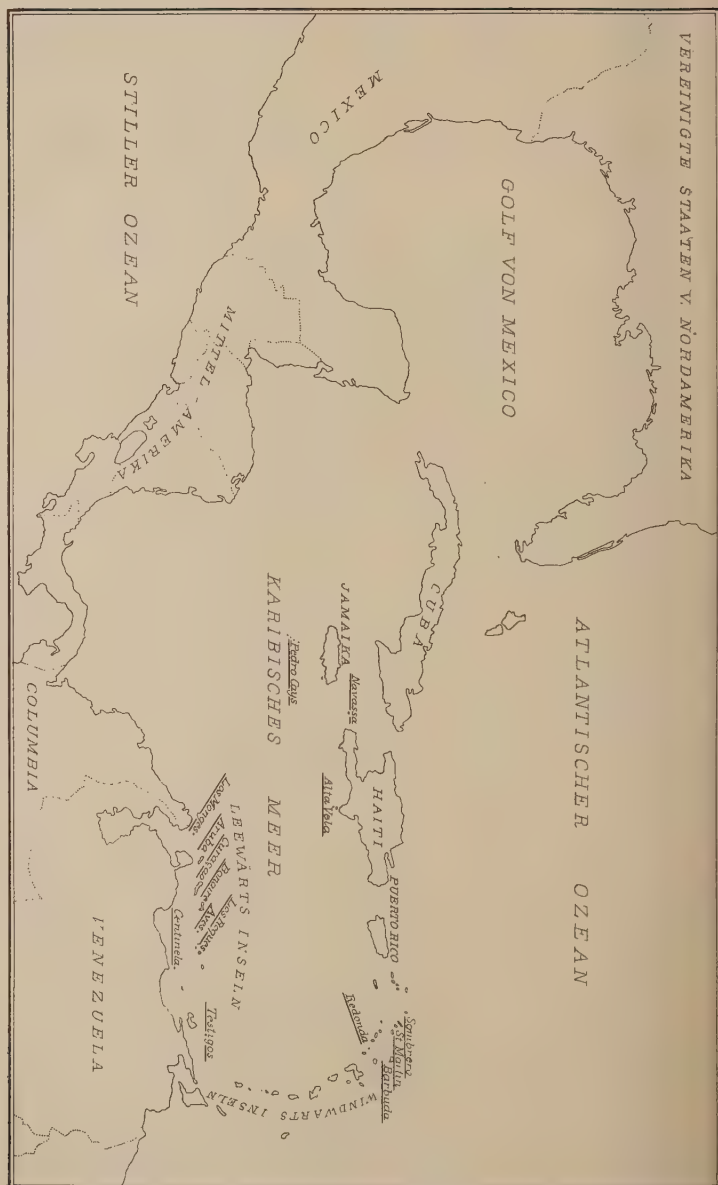
Auf „Klein-Curaçao“, welches dem Kap Canno Point gegenüberliegt, lagern 1,50—2,40 m mächtige Phosphate auf quartärem Kalkstein. Der Durchschnittsgehalt dieser grauen, staubigen Phosphate beträgt 69 Prozent Tricalciumphosphat.

Auf „Groß-Curaçao“ liegen die Phosphate im östlichen Teile der Insel und umgeben hier wallförmig den Fuß eines Berges aus Korallenkalkstein. Dieser Kalkstein ist sehr jugendlichen (quartären) Alters. Er ist teils dicht, teils oolithisch und umschließt zahlreiche Steinkerne von Muscheln, Schnecken und Korallen. Er geht ganz allmählich in Kalkphosphat über und nimmt hierbei gleichzeitig eine kavernöse Struktur an.

Diese Phosphate von Groß-Curaçao enthalten ziemlich gleichmäßig 85—87 Prozent Tricalciumphosphat, obwohl ihr Aussehen infolge wechselnder Färbung großen Schwankungen unterworfen ist.

Die Farbe des Gesteins ist abwechselnd dunkelgrau oder braun. Hierdurch erscheint das Phosphat gebändert, geflammt oder breccienähnlich, obwohl richtige Breccien und Konglomerate nicht vorliegen. Größere und kleinere Hohlräume sind in dem Phosphat weit verbreitet.

¹⁾ Stelzner, Berg- und Hüttenm. Ztg. XXXV. 1876. S. 418—419. — v. Rath, Phosphorit von Klein Curaçao. Sitz.-Ber., Niederrh. Ges. 1878. S. 122 bis 123. — L. Meyn, Das Phosphoritlager von Curaçao. Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXXI. 1879. S. 697—704. — G. Hughes, On some West Indian Phosphates. Quat. Journal. Geol. Soc. 1885. S. 80. — Martin, Geologische Studien über Niederländisch-Westindien. Leiden 1888. — X. Stainier, Bibliographie générale des gisements de phosphates (2^e édition). Annales des mines de Belgique. 1902. S. 375 ff. (Enthält 26 Literaturangaben über westindische Phosphate.)



Figur 96.

Karte der Phosphatvorkommen Westindiens. Die Phosphatvorkommen sind unterstrichen.

Meyn unterscheidet vor allem zwei Phosphattypen. Der eine ist dunkelperlgrau bis rauchgrau gefärbt, wolkig gezeichnet, feinkörnig, löcherig und dolomitähnlich. Die zweite Varietät ist matt-schneeweiß oder isabellgelb bis kastanienbraun und dann wachsglänzend. Sie gleicht einem Halbopal. Nach Stelzner ist sie wahrscheinlich durch Erhärten einer gelatinösen Masse entstanden. Beide Typen sind innig miteinander verwachsen. Seltener ist eine ebenflächige oder sphärisch-schalige Bildung.

Die Wandungen der Hohlräume dieser Phosphate sind öfter mit kleintraubigem Phosphorit bekleidet, selten auch mit Calcit und schneeweißem Aragonit. Kleine Phosphatkörnchen von der Größe des Mohnsamens liegen lose öfters in diesen Hohlräumen. In manchen Fällen ist in den Drusen Phosphatsinter auch stalaktitisch ausgebildet. Die Farbe des Sinters ist oft farblos bis lichtblau und gleicht dann im Aussehen Feuerstein. Andere Phosphate gleichen gehacktem Quarz. In letzterem Falle ruht auf schaligem oder derbem Phosphorit eine zellige, zerhackte Phosphoritmasse, welche ihr Aussehen ausgelaugten Gipskristallen verdankt.

Die chemische Zusammensetzung dieser Phosphate, die in ihren Durchschnittsanalysen überall einen auffallend gleichmäßig hohen Gehalt an Tricalciumphosphat sowie wenig Eisen enthalten, spiegelt sich in folgender von Meyn¹⁾ angeführten Analyse wieder:

Feuchtigkeit	0,68	1,20
Kohlensaurer Kalk	6,93	6,64
Schwefelsaurer Kalk	1,09	—
Dreibasisch phosphorsaurer Kalk	85,05	86,90
„ „ Magnesia	2,75	1,50
Eisenoxyd	0,35	0,43
Fluorcalcium	0,86	0,37
Kieselsäure	0,50	0,30
Organische Substanz	1,79	0,32
Alkalien	—	2,34
	100,00	100,00

Die Entstehung dieser Phosphate erklärten sich Meyn und Stelzner durch ein verschwundenes oberirdisches Guanolager. Die löslichen Bestandteile dieses Lagers wirkten durch meteorisches Wasser auf den unterlagernden Korallenkalk ein und wandelten ihn metasomatisch in Phosphorit um.

¹⁾ Entnommen dem Göttinger Journal für Landwirtschaft. 1877. X. 418. Analysiert von Gilbert-Hamburg.

2. Die Phosphate der Insel Bonaire¹⁾.

Die Insel Bonaire bildet in ihrer Gestalt einen rechten Winkel, deren oberer Schenkel W—O, deren unterer N—S gerichtet ist. Geologisch besteht der südliche Teil der Insel aus jungen Riffkalken und Alluvium, die Mitte aus Kreidesedimenten und Quartär, der nördliche Teil aus Glimmerporphyr und Kreidesedimenten. Die Phosphate sind räumlich und genetisch an die jungen Riffkalke geknüpft.

Ein Übergang zwischen Korallenkalk und Phosphorit kann Schritt für Schritt durch Analysen nachgewiesen werden. Die an Phosphat reichen Varietäten treten in den Korallenkalken in Gängen und Nestern auf. Die Mächtigkeit dieser Gänge schwankt zwischen 3 und 16 cm. Fossilien hat man in den Phosphaten öfter angetroffen, sowohl Haifischzähne und Knochen als auch Korallen und Muscheln. Die gefundenen Fossilien (*Oxyrhina gomphodon*, *Carcharodon megalodon*) deuten auf ein jugendliches Alter dieser Kalke.

Die Farbe des Phosphates ist gelbbraun bis braungrau. Einige Varietäten sind rein. Durch zahlreiche kleine Hohlräume erscheint das Gestein oft schwammähnlich. Größere Hohlräume sind mit traubigem Phosphorit teilweise oder ganz ausgefüllt, wodurch bei etwas abweichender Färbung Ähnlichkeit mit einem Konglomerat entsteht. Analysen ergaben 50—70 Prozent Tricalciumphosphat.

Die Entstehung dieser Phosphate wird von Martin durch Auslaugung früher vorhandener Guanolager und durch Wiederabsatz der Phosphorsäure im unterlagernden Kalkstein gedeutet. Reste von Guano finden sich noch jetzt an wenigen Stellen der Insel. Die ganz dichten Varietäten des Phosphates bildeten sich stets dort, wo die zirkulierenden Lösungen bereits vorhandene Hohlräume antrafen.

3. Die Phosphate der Insel Aruba.

Geologisch besteht die holländische Insel Aruba aus einem älteren Gebirgskerne, der von Riffkalken, Alluvium und Dünen umgeben wird. Im Kern der Insel sind Grünschiefer von Diabas und von noch jüngerem Dioritporphyr durchbrochen.

Die Phosphate der Insel enthalten zahlreiche marine Mollusken und Korallen. Genetisch sind sie metasomatisch umgewandelte quartäre Riffkalke. Der Phosphatgehalt der Korallen beträgt bis zu 80 Prozent. Die

¹⁾ Martin, Geologische Studien über Niederländisch-Westindien. Leiden 1888. Ref. N. Jahrb. 1889. I. S. 445, 447. — Martin, Phosphoritische Kalke von der westindischen Insel Bonaire. Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXXI. 1879. S. 473—479.

harten, hellbraunen oder gelblichen Phosphate zeigen oft charakteristische, schokoladenfarbige Streifen und Flecken. Eine Analyse des Phosphates ergab nach Hughes folgende Werte:

Feuchtigkeit	0,62 Proz.
Gebundenes Wasser und	
Spuren organischer Substanz	2,91 „
Phosphorsäure	35,70 (= 77,93 Proz. Tricalciumphosphat).
Kalk	46,37 Proz.
Eisenoxyd	1,80 „
Tonerde	2,95 „
Kohlensäure	1,53 (= 3,54 Proz. Calciumcarbonat).
Schwefelsäure	1,55 Proz.
Fluor usw.	4,22 „
Kieselsäure	2,35 „
<hr/>	
	100,00 Proz.

Eine von C. Gilbert (Z. f. p. G. 1895 S. 92) mitgeteilte genaue Analyse ergab unter anderem 35,73 Prozent Phosphorsäure, 3,88 Prozent Fluor, 0,01 Prozent Jod.

4. Sonstige Phosphate der Leewards-Inseln in den Kleinen Antillen.

Auf den kleinen Inseln „**Los Monges**“ im Golf von Maracaibo kommen größere, kompakte Phosphatklumpen vor, welche nach Heiden außen weiß und emailartig, innen schokoladenfarbig sind. Zwischen beiden Schichten liegt eine hellbraune, poröse Schicht. Die dunkle Farbe rührt von organischer Substanz her. Beim Glühen verschwindet sie. Interessant sind diese Phosphate dadurch, daß sie bei 42 Prozent P_2O_5 nur 40 Prozent CaO enthalten und daher teilweise aus $CaHPO_4$ bestehen. Außer diesen harten, bisweilen traubigen Phosphatknuern kamen auch lose oolithische Phosphate vor. In den Höhlungen der Knauer saßen Gipskristalle. Diese Phosphate kamen bereits 1855 unter dem Namen „columbischer Guano“ in den Handel. Sie wurden bald abgebaut.

Auf den **Aves**-Inseln, östlich Curaçao und nördlich Venezuela im caraischen Meer, lagern hellbraune Phosphate auf Korallenkalken. Der Phosphorsäuregehalt beträgt 33,12 Prozent P_2O_5 , der Gehalt an organischer Substanz 7,03 Prozent. Dieses „Guanophosphat“ ist pulverig.

In dem festen Phosphat der **Los Roques**-Inseln¹⁾ im caraischen Meere ist die Phosphorsäure ausschließlich an Eisenoxyd, Tonerde und

¹⁾ Siehe Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895. S. 92.

Chromoxyd gebunden. Durch letzteres erhält das Phosphat eine grüne Farbe. Eine Analyse ergab nach H. Gilbert:

Wasser	21,38	Prozent
Eisenoxyd	23,89	„
Tonerde	12,33	„
Chromoxyd	0,75	„
Kieselsäure	2,07	„
Phosphorsäure	38,55	„
Unbestimmtes und Verlust	1,03	„

Von den Phosphatvarietäten „Barrandit“ und „Redontit“ unterscheiden sich diese Phosphate hauptsächlich durch das Auftreten von Chromoxyd. Abgebaut werden diese Phosphate ihres zu hohen Eisen- und Tonerdegehaltes wegen zurzeit nicht.

Das Phosphat der Insel **Testigos** ist frei von organischen Substanzen.

Auf der Insel **Centinela** bildet Phosphat zwei Schichten. Es ist gebändert, leder-ockerbraun, hart und dicht. Näheres ist unbekannt.

5. Die Phosphate der Insel Redonda.

Auf **Redonda**¹⁾, einer britischen Insel zwischen den Winwardinseln Nevis und Montserrat gelegen, verkittet grauer oder schokoladenbrauner Phosphorit Bruchstücke von Basalt. Diese Phosphate enthalten wie die Alta Vela-Phosphate keinen phosphorsauren Kalk, sondern hydratische, phosphorsaure Tonerde nebst phosphorsaures Eisenoxyd.

Analysen ergaben:

	I	II
H ₂ O	21,50 Prozent	24,20 Prozent
P ₂ O ₅	38,50 „	38,52 „
Al ₂ O ₃	22,00 „	35,33 „
Fe ₂ O ₃	10,50 „	
Unlösliches	6,50 „	1,95 „

I nach Tate; II nach Voelcker.

Diese Phosphate lassen sich verwerten, wenn man ihre schwefelsaure Lösung durch Zusatz von Kaliumsalz auf Alaun verarbeitet und die in Lösung zurückbleibenden phosphorsauren Salze weiter verwertet. Man hat diese Phosphate außerdem zum Klären von Kanalwasser benutzt.

¹⁾ Steffens, Die Antilleninsel Redonda. Globus. LXVII. 1895. S. 48.

6. Die Phosphate von Barbuda.

Auf der Insel Barbuda¹⁾ findet sich „Guano“ in Höhlen. Es ist dies sogenannter „Fledermausguano“, bestehend aus den Exkrementen dieser Tiere. Im unterlagernden Kalkstein sind reiche Gänge von Phosphat sekundär entstanden. Die Phosphorsäure des Guanos denkt sich Hughes hierbei als Kalium-, Natrium- und Ammoniumphosphat in Lösung gegangen und am Kontakt mit dem Kalkstein an geeigneten Stellen als Calciumphosphat ausgefällt.

7. Die Phosphate von St. Martin.

Die Phosphate von St. Martin lagern auf Korallenkalk. Sie sind nicht von besonderem Werte.

Ihre Zusammensetzung wechselt sehr. Ihr Gehalt an berechnetem Tricalciumphosphat schwankt zwischen 37 und 81 Prozent, der an Kalkkarbonat zwischen 6 und 47 Prozent und der an Eisenoxyd und Tonerde zwischen 1,14 und 11,97 Prozent.

8. Die Phosphate der Insel Sombrero²⁾.

Auf der Insel Sombrero (18° 35' nördlicher Breite, 3° 28' westlicher Länge) lagern Phosphate unter Guano auf Korallenkalk. Die Farbe dieser Phosphate ist teilweise rein weiß, teilweise schmutzig-rotgrau. In letzterem Falle sind zahlreiche Bruchstücke einer braunen, palagonitähnlichen Substanz beigemengt. Die Phosphate enthalten im Durchschnitt 75 Prozent Tricalciumphosphat mit etwas Jod. In Hohlräumen und Spalten tritt das Phosphat in Krusten mit traubiger und strahliger Oberfläche auf. Nach Julien³⁾ gibt es vor allen zwei Arten von Phosphat, eine oolithische und eine dichte. Die zahlreichen Versteinerungen, wie *Solenastrea orbicella* Dana, *Nassa olivaceum* Brug. und *Cypraea* weisen auf ein sehr jugendliches Alter dieser Kalke hin. Die palagonitführenden Zwischenlagen rühren vielleicht von einem Gemenge von Korallentrümmern und angeschwemmtem Materiale vulkanischer Ausbrüche her, wie sie an jenen Inseln bekannt sind. Die Entstehung der Phosphate ist durch Metasomatose des unter dem Guanolager liegenden Kalksteines zu erklären.

¹⁾ G. Hughes, On some West Indian Phosphates. Quat. Journal. Geol. Soc. 1885. S. 80.

²⁾ Sandberger, Das Sombrero-Phosphat, ein metamorphosiertes Gestein der neuesten Zeit. Phys. med. Ges. zu Würzburg. Ref. im N. Jahrb. 1864. 631–632.

³⁾ Julien, Kroker, Landwirtsch. Centralblatt, 1864. Bd. I. S. 1.

Lösliche Ammonium-, Kalium- und Natriumphosphate wurden hierbei gegen kohlensauen Kalk umgesetzt.

Seit 1814 sind diese Phosphate bekannt. Ihre Ausbeute erfolgt seit 1858. Die Förderung erfolgte teils unter dem Meeresspiegel.

9. Die Phosphate der Insel Alta Vela.

Auf der Insel Alta Vela, unweit St. Domingo, finden sich Tonerde-Phosphate, ähnlich wie auf Redonda.

Eine Analyse derselben ergab nach Voelcker:

Feuchtigkeit und Kombinationswasser	19,33	Prozent
Phosphorsäure	26,33	"
Eisenoxyd	7,23	"
Tonerde	20,22	"
Unlösliche, kieselige Substanz	26,92	"
		<hr/>
		100,00 Prozent.

10. Die Phosphate der Insel Navassa¹⁾.

Die Insel Navassa liegt zwischen Haïti und Jamaika. Sie ist eine recente Korallenbildung, liegt etwa 85 m über dem Meere und führt auf ihren beiden terrassenartigen Absätzen reiche Phosphatlager. Die Phosphat-lager treten vor allem in Vertiefungen und Hohlräumen des Korallenkalkes auf, wo sie auch Knochen großer Eidechsen, der Iguanas, umschließen. Ein Teil der Phosphate ist oolithisch.

Die Phosphate der oberen Terrasse sind rot, die der unteren grau gefärbt. Auch chemisch sind diese beiden Phosphate verschieden. Die grauen enthalten 65—70 Prozent Tricalciumphosphat, ca. 9,96 Prozent Wasser und organische Substanz und 15,77 Prozent Eisen und Tonerde. Die roten dagegen 50—65 Prozent Tricalciumphosphat, 14,22 Prozent Glühverlust und 28,22 Prozent Eisen und Tonerde.

Beide Varietäten kommen meist in der Form eines erdigen Gruses vor, der aus einem harten, oft oolithischen Kalkstein hervorgegangen ist. Seine Entstehung ist durch descendente Metasomatose des Korallenkalkes zu erklären. Der Phosphorsäuregehalt würde alsdann überlagernden Guanolagern entstammen, die jetzt erodiert sind.

Die Ausbeutung dieser Lager erfolgte 1856, wurde jedoch bald wieder eingestellt, da die Phosphate zu unrein waren.

¹⁾ E. V. d'In villiers, Phosphate Deposits of the Island of Navassa. Bull. Geol. Soc. of America. 2. 75—84. 1891.

11. Sonstige Phosphate Westindiens.

Auf **Pedro Keys**, südlich Jamaika, finden sich Phosphate mit 60—65 Prozent berechnetem Tricalciumphosphat und 20 Prozent Eisenoxyd, Tonerde, Magnesium und Kohlensäure.

Auf einer kleinen Inselgruppe in der Nähe der Südküste von Cuba, auf der **Avalo**-Insel, hat man dunkel- bis schwarzbraunen, pulvrigen Phosphat gefördert. Der Phosphorsäuregehalt betrug 24,36—35,43 Prozent P_2O_5 .

Sonstige Phosphatlagerstätten in Amerika.

Im nördlichen **Chile** befindet sich an der früher Bolivien gehörenden Meeresküste die Bai von Mejillones. Am Abhange des dortigen Morro de Mejillones liegt eine bekannte, jetzt abgebaute Phosphatlagerstätte, entstanden unter dem Einfluß zersetzter Guanolager. Das Hauptlager lag über 500 m hoch und war an manchen Stellen 12 m mächtig. Die Farbe des Phosphates ist leuchtend rostgelb. Trotzdem ist Eisenoxyd nur in Zehnteln und Tonerde nur in Hundertsteln eines Prozentes vorhanden, und sind beide Substanzen schon an Phosphorsäure gebunden. Der Gehalt an organischer Substanz betrug 6—7 Prozent, darunter Stickstoff fast 1 Prozent, an Phosphorsäure 30,64—34,60 Prozent. Die Phosphorsäure war nur zum Teil als dreibasischer phosphorsaurer Kalk, teilweise auch als zweibasischer phosphorsaurer Kalk oder zwei- und einbasische phosphorsaure Magnesia vorhanden.

Der geringe Stickstoffgehalt ist teils als Ammoniaksalz, teils als Bestandteil der organischen Substanz, teils als Magnesiasalpeter vorhanden. Neben letzterem kann man auch Kochsalz, Bittersalz und Gips in dem wäßrigen Auszug des Guano finden.

Das Phosphat besteht zu $\frac{3}{4}$ aus feinem Pulver, zu $\frac{1}{4}$ aus Knollen, welche neben wenigen scharfkantigen Granitbrocken aus dem feinen Phosphatmehl ausgesiebt werden. Die weißen Knollen sind richtige Konkretionen und reicher an phosphorsaurem Kalk und phosphorsaurer Magnesia.

Die Masse des Phosphates ist außerordentlich gleichmäßig verteilt. Nach unten zu enthält sie weniger hygroskopische Feuchtigkeit und mehr Stickstoff. Von einer kleinen Decke von Sand und Steinen wird sie überlagert.

Die Entstehung des Phosphates ist analog der Entstehung des benachbarten Peru-Guanos, dessen stickstoffärmste und phosphorsäurereichste Varietät er darstellt. Er kann als Guanophosphat bezeichnet werden.

Zu **Brasilien** gehören die Phosphate der Rata-Insel ($3^{\circ} 50''$ südlicher Breite, $32^{\circ} 28''$ westlicher Länge). Sie sind feinpulvrig, eignen sich aber

zur Herstellung von Superphosphat nur wenig, da sie zuviel Eisenoxyd und Tonerde enthalten. Bemerkenswert sind sie durch einen Gehalt an Titansäure.

In **Mexico**¹⁾ finden sich Phosphatlager in der Sierra von Mazapil und Concepcion del Oro. Der untere Phosphathorizont ist nur wenige Centimeter mächtig, enthält wenig Phosphat und gehört stratigraphisch zum Kimmeridge. Der zweite Horizont liegt im unteren Portlandien, hat eine große Ausdehnung und ist 1—2 m mächtig. Er enthält 18 Prozent P_2O_5 . Der dritte Horizont gehört zum oberen Portlandien, ist 5—6 m mächtig und enthält bei großer Ausdehnung bis zu 19,55 Prozent P_2O_5 .

Die Phosphatvorkommen in Asien.

Die Phosphatvorkommen von Christmas Island im Indischen Ozean.

Christmas Island²⁾ liegt im östlichen Teile des Indischen Ozeans, $10^{\circ} 25'$ südlicher Breite und $105^{\circ} 42'$ östlicher Länge. Das nächste Land, Java, ist 190 Meilen nördlich gelegen, während die Küste von Nordwest-australien 900 Meilen südöstlich liegt.

Die Insel besteht topographisch aus einem Zentralplateau, das seewärts nach allen Seiten terrassenförmig abfällt. Die größte Länge der Insel beträgt 12 Meilen (= 20,5 km), die größte Breite 9 Meilen (= 13 km), die kleinste Breite $3\frac{1}{2}$ Meilen (= 6 km), der Flächeninhalt der ganzen Insel wird mit 43 Quadratmeilen angegeben.

Der Sockel der übrigens unterseeisch nach allen Seiten steil abfallenden Insel ist vulkanischen Ursprungs. Seine Gesteine bestehen aus älteren Trachyten und jüngeren Basalten. Auf diesen vulkanischen Gesteinen lagern tertiäre Kalksteine, welche mit dem Gesteinsmaterial submariner Eruptionen wechsellagern. Das jüngste der Eruptivprodukte sind vulkanische Aschen (Palagonittuffe), auf welche dann die große Masse der miocänen Kalksteine ruht. Der Fossilinhalt dieser miocänen Kalksteine ist in seiner Form fast vollständig vernichtet (durch den Prozeß der Dolomitisation?). Petrographisch können die Kalksteine als Riffkalke und Detrituskalke bezeichnet werden. Wiederholtes Heben und Senken der Insel haben das ursprüngliche Bild der Ablagerung sehr verändert. Das volkswirtschaftlich wichtigste Gestein der Insel ist das Phosphat; es lagert auf den

¹⁾ C. Burckhardt, Sobre las rocas fosforiticas de la Sierras de Mazapil y Concepción del Oro. Parerg. d. Inst. geol. de México. Bd. II. 1907 (1908). S. 63—67.

²⁾ Ch. W. Andrews, A Monograph of Christmas Island (Indian Ocean). London 1960.

Höhen am Ost- und Nordrande der Insel. Sein Hauptfundpunkt ist der Phosphate Hill, ganz im Nordosten. Phosphatknochen sind zudem über das ganze Plateau verstreut und teilweise auch in jüngeren Kalkstein wieder eingebettet.

Die Mächtigkeit der Phosphatlagerstätte erreicht 3 m. Das Phosphat ist sehr hart (Härte 6–7). Seine Farbe ist bräunlich-weiß, mitunter dunkler. Bisweilen findet man Fragmente eines dunkel und hell gefärbten Phosphates, welche in einer durchscheinenden, gelblichen Grundmasse von Phosphat eingebettet sind. Diese Grundmasse ist in konzentrischen Lagen um die Fragmente herum abgesetzt.

Bei der mikroskopischen Untersuchung dieser Phosphate erkennt man nur wenige organische Reste (Foraminiferen). Zahlreiche unregelmäßige Risse und Hohlräume durchsetzen das Gestein. Dieselben sind mit schön gebändertem Phosphat angefüllt, das im polarisierten Lichte schwach doppelbrechend erscheint.

Die chemische Zusammensetzung der Phosphate ist im Durchschnitt etwa 39 Prozent P_2O_5 , 51,5 Prozent CaO , 3,5 Prozent CO_2 , 2 Prozent Fe_2O_3 und Al_2O_3 und 4 Prozent Sonstiges, wie Magnesia Wasser, Fluor usw. Der Kieselsäuregehalt beträgt nur 0,2 Prozent.

Diese Phosphate lagern auf dolomitischem Kalkstein, welcher keine Spur von Phosphorsäure enthält.

An einzelnen Stellen des Plateaus ist der Boden dicht bestreut mit kleinen schwarzen Kugeln von der Größe eines Schrotkorns bis zu der einer Erbse. Diese Kugeln bestehen in ihrem Innern aus einem Kern von Kalkphosphat, welcher mit Mangandioxyd dick überzogen ist, während das Ganze dann wieder mit einer dünnen Phosphatschicht bedeckt ist. Diese Kugeln enthalten über 18 Prozent Mangandioxyd, welches wahrscheinlich dem vulkanischen Tuff entstammt.

Die Bildung der Phosphatlagerstätten auf Christmas Island wird allgemein auf frühere (pliocäne?) Guanolager zurückgeführt, welche den Kalkstein zu einer Zeit bedeckten, in der nur die obersten Spitzen der jetzigen Hügel als kleine Inseln über dem Wasser emporragten. Diese Guanolager wurden später langsam ausgelaugt und veranlaßten hierbei die Umwandlung des unterlagernden Kalksteins in Phosphat. Da zur Bildung von Guanolagern das heutige Klima der Insel infolge seiner vielen Niederschläge nicht mehr geeignet ist, so muß auch auf ein früher trockenes Klima der Insel geschlossen werden.

Am Murray Hill, südwestlich vom Phosphate Hill existiert auch ein Lager von Aluminium- und Eisenphosphat, welches wahrscheinlich in

entsprechender Weise wie die Kalkphosphate, nur durch Umwandlung vulkanischer Asche entstanden ist.

Der Abbau der Phosphate von Christmas Island begann 1900.

Im Jahre 1907 betrug die Produktion (nach Ingalls) 290 000 Tonnen, 1908: 103 000 Tonnen und 1909: 105 000 Tonnen.

Die Phosphatvorkommen in Japan.

In Japan¹⁾ kennt man Phosphatablagerungen in den Provinzen Noto, Bonin-Inseln, Shimane, Hyuga usw. — In der Provinz Noto kommen die Phosphate in tertiärem Sandstein und Tuff, manchmal auf Andesit vor. Der größte Produzent dieses ausgedehnten Areal ist Han-noura. Das Phosphat ist organischer Entstehung und enthält zahlreiche Reste früherer Lebewesen, wie Haifischzähne, Walfischwirbel und viele kleine Organismen. — Auf den Bonin-Inseln werden Phosphate bei Minami-Torishima abgebaut. Dieselben bestehen hier hauptsächlich aus Vogelekrementen (Guano). — In Shima finden sich sehr arme Phosphate zusammen mit Manganmineralien in paläozoischen Quarziten. — In Hyuga sind Phosphatknochen weit verbreitet in tertiären Sedimenten. Dieselben besitzen aber keinen hohen Wert.

Über die Produktion gibt folgende Tabelle Auskunft:

Grube	Provinz	Förderung 1908		Förderung 1907	
		Longtons	Wert £	Longtons	Wert £
Minami-Torishima . .	Bonin-Insel . .	521	523	190	80
Hannoura	Noto	207	207	1115	480
Konishi-Mine	Noto	—	—	388	180

Die Produktion Japans an Phosphaten betrug demnach im Jahre 1908: 728 long tons im Werte von 730 £. Die Einfuhr fremder Phosphate betrug in demselben Jahre 119 149 long tons im Werte von 335 095 £.

Sonstige Phosphatvorkommen in Asien.

Über Phosphatfunde aus der Kreide Palästinas berichtet kurz Blanckenhorn²⁾. Die Schichten des mittleren Senon, des sogenannten Campanien, nehmen hier den größten Teil der Wüste Juda und das Hoch-

¹⁾ Minig in Japan, past and present. Published by the bureau of mines of Japan. 1909.

²⁾ M. Blanckenhorn, Über das Vorkommen von Phosphaten, Asphaltkalk, Asphalt und Petroleum in Palästina und Aegypten. Zeitschr. f. prakt. Geol. XI. 1903. S. 294—298.

plateau des Ostjordanlandes ein. Petrographisch bestehen diese Schichten aus einem Wechsel von grauem Stinkkalk, schwarzem und braunem Asphaltkalk, dunklen Feuersteinlagen und gipsführenden bunten Mergeln. Die dunklen Feuersteinlagen und Kalke sind äußerst reich an organischen Resten, aus deren Zersetzung einerseits das Bitumen und der Asphalt, andererseits der Phosphatgehalt der Schichten hervorging. Die Analyse eines hochprozentigen Phosphates ergab 83 Prozent Tricalciumphosphat, 1,12 Prozent Eisenoxyd und Tonerde und 9,80 Prozent CaF_2 . Es käme dieses Phosphat demnach reinem Fluorapatit sehr nahe. Die geringeren Phosphate enthalten 45,13—50 Prozent Tricalciumphosphat. Sie finden sich vor allem in der Nähe von Jerusalem, wo sie innerhalb einer Schichtenserie von 7 m drei Bänke von 0,50 m, 1 m und 0,15 m Mächtigkeit bilden.

Auf zahlreichen Inseln an der **arabischen Küste** wurde früher Guano-phosphat ausgebeutet. Am bekanntesten waren die Kuria-Muria-Inseln, deren Phosphate 10–65 Prozent phosphorsaure Kalkerde und 1–2 Prozent Stickstoff enthielten.

In **China** sollen Phosphate in der Provinz Ninh-Binh vorkommen. Näheres ist unbekannt.

Die Phosphatlagerstätten Australiens.

Die Phosphatlagerstätten der Südsee¹⁾.

Phosphatlagerstätten in der Südsee sind schon seit längerer Zeit bekannt. Die bei weitem wichtigsten aber sind erst im letzten Jahrzehnt entdeckt oder näher untersucht worden. In der geologischen Literatur ist fast gar nichts über sie zu finden.

Eine Gesetzmäßigkeit bezüglich der geographischen Lage der Phosphatinseln läßt sich nicht feststellen, sie liegen unregelmäßig über den Ozean zerstreut. Nur das eine läßt sich sagen, daß sie nie in unmittelbarer Nähe größerer Inseln oder Festlandsmassen liegen. Wenn man bedenkt, daß die Inseln zur Zeit der Phosphatbildung den Seevögeln eines weiten Umkreises als ungestörte Nist- und Ruheplätze dienen sollten, so wird ihre isolierte Lage verständlich.

¹⁾ F. Danvers Power, Phosphate Deposits of Ocean and Pleasant Islands. Trans. Austr. Inst. of Mining Eng. Vol. X. Paper 137. — H. Courtet, Les phosphates du Pacifique. Bull. Soc. Acclimatisation. 1909. S. 279–288. — L. de Launay, Les phosphates des îles océaniques. La Nature 1909. S. 190. — Freundliche briefliche Mitteilungen von Herrn Bergingenieur C. Pilz an den Verfasser (30. Juni 1910), denen ein Teil der folgenden Ausführungen entlehnt ist.

Was die geologische Beschaffenheit der Phosphatinseln anbetrifft, so handelt es sich fast ausnahmslos um gehobene Koralleninseln. Kalkstein war die notwendige Basis der Bildung des mineralischen Phosphats, demnach konnte sich auf vulkanischen Inseln kein Phosphat bilden. Auf den niedrigen Koralleninseln aber, die sich nur wenige Meter über den Meeresspiegel erheben, waren etwaige Phosphatablagerungen zu sehr der zerstörenden Gewalt der Wellen ausgesetzt und blieben daher nur in seltenen Fällen erhalten.

Die Lagerungsform der Phosphatschicht ist auf allen Inseln ungefähr die gleiche: das Phosphat liegt an der Oberfläche dem gehobenen Korallenkalk auf und füllt alle Vertiefungen im Kalkstein aus. Letzterer ist im Liegenden der Phosphatlager gewöhnlich stark zerfressen und äußerst unregelmäßig gestaltet.

Beistehende Skizze gibt ein schematisches Bild eines Lagerstätten-durchschnitts. (Fig. 98.)



Figur 98.

Schematisches Profil, welches die Art der Auflagerung des Phosphates auf Korallenkalk in der Südsee veranschaulicht.

Der Phosphorsäuregehalt der meisten Südseephosphate schwankt zwischen 35 und 40 Prozent. Im Mittel beträgt er etwa 38 Prozent entsprechend 83 Prozent Tricalciumphosphat ($\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$). Der Gehalt an $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ bleibt meist unter 2 Prozent, so daß die Qualität der Südseephosphate eine ganz hervorragende ist. Ihr Durchschnittsgehalt wird von keinem anderen Phosphatvorkommen erreicht.

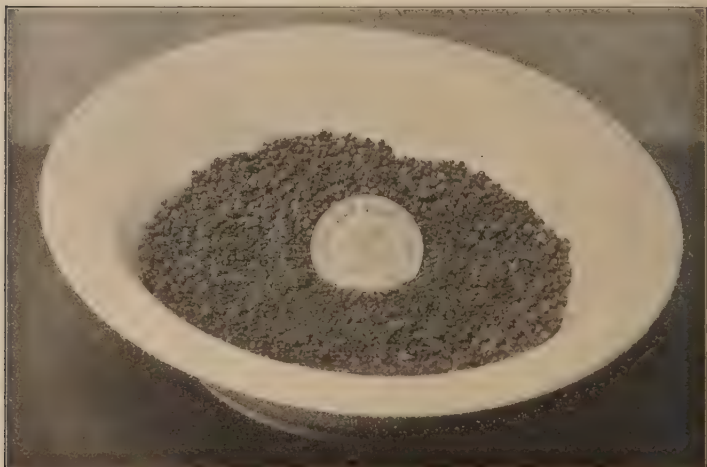
Das Aussehen des Phosphates ist ganz verschieden; in den meisten Fällen hat es große Ähnlichkeit mit gewöhnlichem Sand oder Kies.

Von West nach Ost über den Ozean vorwärtsschreitend seien die wichtigsten Phosphatinseln kurz besprochen.

In dem deutschen Schutzgebiet der Karolinen liegen die beiden Phosphatinseln Angaur und Feis.

Angaur.

Angaur, die südlichste Insel der Palaugruppe, ist eine gehobene Koralleninsel von etwa 8 qkm Flächeninhalt. Ihr höchster Punkt hat ca. 40 m Meereshöhe. Der größte Teil der Insel ist von hochstämmigem Wald bestanden. Das Phosphatlager bedeckt eine Fläche von fast 1 qkm und hat bei 2 m Durchschnittsmächtigkeit einen Tonnengehalt von ca. 3 Millionen. Die Hauptmenge, etwa zwei Drittel des gesamten Phosphates, ist tonig, der Rest von sandiger Beschaffenheit. Das „tonige“ Phosphat



Figur 99.

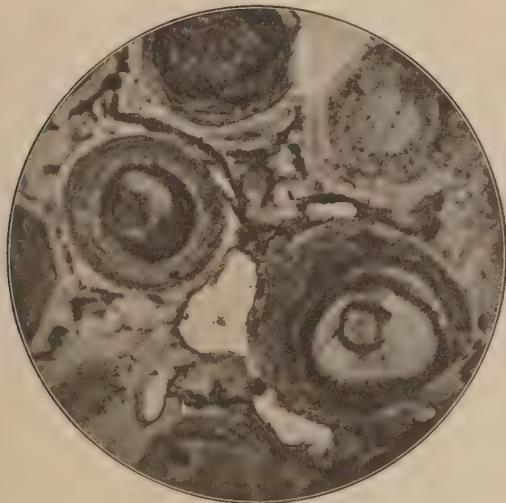
Loses, oolithisches Phosphat (= „sandiges“ Phosphat) der Koralleninsel Angaur, Carolinen. Dasselbe enthält 82,7% $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ und 0,4% $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$. Verkleinerung $1/18$. Original in der Freiburger Lagerstätten-Sammlung.

ist sehr reich an Phosphorsäure (38–41 Prozent). Es ist von weißer bis hellgrauer Farbe und ohne chemische Prüfung kaum von gewöhnlichem Ton zu unterscheiden. Zweifellos ist das tonige Phosphat durch Zersetzung des „sandigen“ entstanden; man findet alle Stufen des Übergangs zwischen beiden Formen. Der Phosphatsand besteht aus kugelförmigen Körnern etwa von der Größe eines Stecknadelkopfes bis zu der eines Pfefferkornes, ist 1–2 Prozent ärmer an Phosphorsäure als das tonige. Neben diesem Phosphat gibt es keine andere Oberflächenbildung auf

Angaur. Wo der Korallenfelsen im Innern der Insel nicht von Phosphat bedeckt ist, steht er nackt zu Tage an. Der Abbau des Lagers begann 1909 durch die Deutsche Südsee-Phosphat-Aktiengesellschaft.

Feis.

Dicht östlich von Jap, der Hauptinsel der Westkarolinen und bekannt als Kabelstation der Deutsch-Niederländischen Telegraphengesellschaft, liegt die kleine Insel Feis. Von der Palaugruppe abgesehen, ist Feis die einzige



Figur 100.

Oolithisches Calciumphosphat der Insel Angaur, Südsee. Vergrößerung ca. 80.

gehobene Koralleninsel der Karolinen. Sie bildet ein mäßig hohes Plateau (höchster Punkt 23 m über dem Meere), das sich zum Teil flach nach dem Strande hin abdacht, im Nordosten und Südwesten aber mit steilen Wänden zum Meere abstürzt. An diesen Steilküsten brechen sich die Meereswogen unmittelbar mit zerstörender Kraft, während den flachen Stellen der Küste Korallenriffe vorgelagert sind. Der Flächeninhalt der Insel beträgt 2,5 qkm. Das Phosphatlager liegt auf dem mittleren Teil des Plateaus. Es ist wenig mächtig, im Mittel etwa 0,5 m. Der Vorrat wird nur auf 300 000 Tonnen geschätzt. Das Phosphat hat das Aussehen von graugelbem Lehm; sein Gehalt an Tricalciumphosphat beträgt etwa 80 Prozent, ist also niedriger wie auf Angaur.

Nauru und Ocean Island¹⁾.

Südöstlich von dem Inelschwarm der Karolinen, fast unter dem Äquator, liegen die beiden wichtigsten Phosphatinseln der Südsee: Nauru und Ocean Island.

a) Allgemeine geographische und geologische Mitteilungen über Nauru.

Nauru (oder Pleasant Island) liegt 0° 32' 54" südlicher Breite und 166° 25' 0" östlicher Länge. Geographisch ist die Insel vollkommen isoliert (272 km von Ocean Island, der nächsten Insel, entfernt). Politisch gehört sie zur deutschen Marschallgruppe.

Der Umfang der Insel beträgt 16,90 km, ihre größte Länge 6,034 km, ihre größte Breite 4,425 km und ihre Fläche 22 709 280 qm. (Fig. 101.)

Umgeben wird die Insel von einem flachen Küstenriff von 100 bis 120 m Breite. Hierauf folgt ein mit Kokospalmen bewachsener Sandstreifen, der sich etwa 6 m über das flache Riff erhebt. Diese mit Palmen bewachsene Zone ist an der Windseite ca. 30 m, an der entgegengesetzten Seite der Insel bis 420 m breit.

Auf der eigentlichen Insel selbst sind drei alte, geschlossene Rifffälle vorhanden. Der innere umgibt eine Lagune, welche 1,50 m mit Wasser und 60 cm mit Schlamm angefüllt ist. Die Lagune liegt, nur etwas höher als der Meeresspiegel, im südwestlichen Teile der Insel. Der innere Ringwall umgibt sie. Die beiden anderen Wälle laufen von hier aus in immer größeren Bogen um den ersten Ringwall herum. Die Wälle erheben sich bis 30 m über ihre Umgegend.

b) Allgemeine geographische und geologische Mitteilungen über Ocean Island.

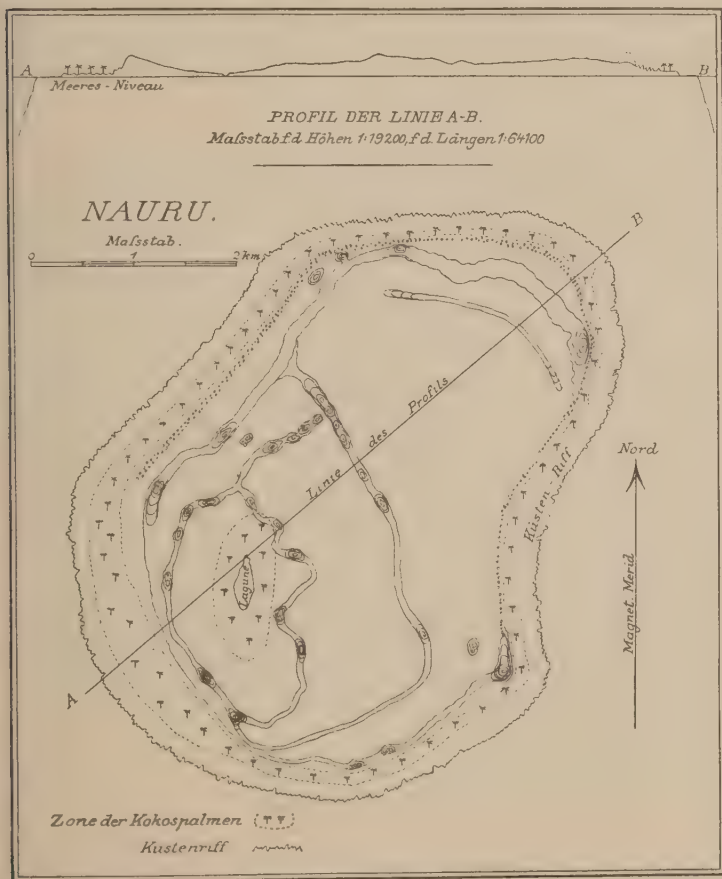
Ocean Island (auch Banaba oder Paanopa genannt) liegt 0° 52' südlicher Breite und 169° 35' östlicher Länge. Politisch gehört die Insel zur englischen Gilbertgruppe. Geographisch ist sie für sich isoliert.

Über die Größe der Insel geben folgende Zahlen Aufschluß: Der Umfang beträgt 9,6 km, die Längsachse 3,016 km, die kürzere Achse 2,111 km und die Oberfläche 6 722 760 qm.

Umgeben wird die Insel von einem flachen, etwa 91 m breiten Küstenriff, welches bei Ebbe trocken liegt. Am Rande dieses Riffes fällt die Insel mit ungefähr 45° Neigung steil in die große Tiefe des Ozeans ein.

¹⁾ Zum größten Teil auf Grund der Mitteilungen von F. Danvers Power. Phosphate Deposits of Ocean and Pleasant Islands. Trans. Austral. Inst. of Mining Engineers. Vol. X. Nr. 137.

Die eigentliche Insel liegt ca. 85 m über dem Meeresspiegel. Ihr Zentrum, eine ehemalige, angefüllte Lagune, bildet jetzt ein flaches Tafelland. Die Insel wird rings von 3 bis 9 m hohen Klippen umsäumt. Diese



Figur 101.

Karte der Phosphatinsel Nauru. (Nach Bower.)

Klippen bestehen in ihrem Sockel aus Korallenkalkstein, auf welchem horizontal 1,50—5 m mächtige verkittete Korallenfragmente lagern. Zwischen beiden findet man oft chemisch niedergeschlagene dichte Kalkablagerungen mit Schichtstruktur, deren Calciumkarbonat aus den überlagernden Korallen-

fragmenten ausgelaugt ist. Auch Höhlen finden sich in dieser Grenzzone. Der unterlagernde Korallenkalk ist eine solide, feste Masse, entstanden durch Ausfüllung aller ursprünglich vorhandenen Hohlräume mit sekundärem Calciumkarbonat. Das Vorkommen von übereinanderlagernden Doppelhöhlen in der Grenzschicht beider Kalksteintypen sowie die Überlagerung jüngerer Korallenfragmente über älteren Korallenkalk deutet auf augenblickliches Emporheben der Insel.

e) Die Phosphate von Nauru und Ocean Island.

Die Phosphate von Nauru und Ocean Island sind in vielen Beziehungen einander ähnlich. Sie mögen daher auch zusammen besprochen werden.

Die Farbe der Phosphate ist auf frischem Bruche lederbraun. Durch Verwitterung wird sie kreideweiß. Vom Korallenkalk sind Phosphate außer durch ihre Färbung vor allem durch ihr Verhalten gegenüber Salzsäure (kein Aufbrausen!) zu unterscheiden.

Im festen Korallenkalk trifft man Phosphat als Ausfüllmasse von Hohlräumen. So findet es sich in Spalten und Sprüngen, in den Zwischenräumen alter Korallengerüste, im Innern von Muschelschalen und als fein geschichteter Niederschlag am Boden sonstiger Höhlungen. Alle diese Vorkommen können als primärer Phosphatfels bezeichnet werden. Da Kalkstein und Phosphat durch künstliche, billige Aufbereitung schwer zu trennen sind, so sind diese primären Vorkommen zurzeit meist unabbaubar.

Die Natur hat jedoch von selbst für Aufbereitung und Konzentration der Phosphate gesorgt. Es geschah dies durch die Tätigkeit des Meeres, und es entstanden so primäre Phosphat-Trümmerlagerstätten. Diese natürliche Aufbereitung war ermöglicht vor allem durch eine verschiedene Härte bei Phosphat und Kalkstein. Über diese Härteunterschiede gibt die folgende Tabelle Auskunft:

	Härte	Spezifisches Gewicht
Calcit	2,5—3,5	2,5—2,7
Conchit	größer als Calcit	2,87
Aragonit	3,5—4,0	2,93
Phosphorit	4,5	2,92—3,00

Durch die Kraft der brandenden Wellen konnten so die weiteren Korallenkalkstückchen vom Phosphate getrennt und fortgeführt werden,

während sich die Phosphate ziemlich rein in verschiedenen gestalteten Mulden, Höhlungen und alten Wasserrissen ansammelten. Durch die Wellenbewegung des Wassers wurde zudem in manchen dieser Sammelgruben das Phosphat auch wie in einem künstlichen Setzkasten nach seiner Größe und Schwere sortiert. Einzelne dieser Phosphat-Trümmere-lagerstätten bestehen heute noch aus losem Materiale. Andere aber sind durch ein phosphathaltiges Zement fest verkittet. Sie liefern dadurch



Figur 102.

Oolithisches Phosphat, auflagernd auf Kalkstein. Insel Makatea, Südsee. Natürliche Größe.
Original: Freiburger Lagerstätten-Sammlungen.

ein neues phosphathaltiges Gestein, das als sekundärer Phosphatfels bezeichnet werden kann. (Fig. 102.)

Für diesen sekundären Phosphatfels ist oft eine oolithische Struktur charakteristisch. Diese ist dadurch entstanden, daß sich um kleine abgerollte Gesteinsfragmente frische Lagen von oft dunklerem Phosphat absetzten. Die Fragmente bestanden teils aus Seeigelstacheln, Foraminiferen oder anderen Organismenresten, teils auch aus unbestimmbarem, wohl anorganischem Material. Der Niederschlag der Phosphorsäure um

diese Fragmente erfolgte aus Lösungen, die unter dem Einfluß von Ebbe und Flut und Wellenschlag in ständiger Bewegung waren und so die konzentrische Lagenstruktur schufen. Neben dieser ringförmig-oolithischen Struktur findet man auch eine radialstrahlige Struktur von durchscheinendem Phosphat. Letzteres bildete sich wahrscheinlich in solchen Fällen, wo die Phosphatlösungen keinen leichten Zugang mehr fanden. Auch unausgefüllte Hohlräume kommen, ähnlich wie in Achatmandeln, im Phosphate vor.

Die Grenze dieser Phosphate zum unterlagernden Korallenkalk ist eine scharfe. Die untere Grenze des Phosphates fällt meist mit der Höhe des Meeresspiegels zusammen.

Auf der Höhe der Koralleninseln findet man bisweilen auch sekundäre Phosphat-Trümmerlagerstätten, die ihre Entstehung einer mechanischen Zerstörung des sekundären Phosphatfelses verdanken. Erwähnt mögen auch baumstammähnliche Phosphatsäulen sein, welche am Ufer an einigen Stellen über das flache Riff emporschauen. Sie sind wahrscheinlich als Ausfüllung von Hohlräumen entstanden, deren eingeschwemmte Phosphatsande sich verkitteten und später durch Erosion als härteres Gestein gegenüber dem umgebenden weicheren Korallenkalk wieder heraus präpariert wurden. Alle diese angeführten Erscheinungen lassen sich in klarer Weise nur durch Annahme eines wiederholten Hebens und Senkens der Insel erklären.

Die Herkunft der Phosphorsäure dieser Lagerstätte ist in ehemals vorhandenen Guanolagern zu suchen. Eine Entstehung aus anorganischem Materiale ist ausgeschlossen, da jede Spur eines Eruptivgesteines¹⁾ und eines kristallinen Schiefers auf den Inseln fehlt, aus deren fein eingesprengtem Apatitgehalt sich die Phosphorsäure hätte konzentrieren können. Die ganze Insel besteht vielmehr aus reinem Korallenkalk. Der Phosphorsäuregehalt der Fische und Säugetiere kommt aber auch nicht als Ursprung in Betracht, da Seelöwen und Seehunde fehlen, Fischreste auf den Inseln unbekannt sind und von Landtieren nur eine Ratte (*Mus exulans*) vorkommt. Es bleibt deshalb für die Herkunft der Phosphorsäure auch nur die Möglichkeit eines früheren Guanolagers übrig, wie solche an anderen Stellen der Südsee noch heute angetroffen werden. Durch Regen, Überflutungen und Senkungsperioden wurde das leicht zersetzbare Guanolager später zerstört, während sich der Phosphorsäuregehalt dieser ehemaligen Lager als Tricalciumphosphat erhalten und wiederholt umgelagert hat.

¹⁾ Abgesehen von einigen angeschwemmten Bimssteinstücken.

Über den chemischen Charakter dieser Phosphate sei noch folgendes mitgeteilt: Eine Durchschnittsanalyse aus einer Ladung von 3000 Tonnen ergab nach A. E. Stephen (angeführt von F. D. Power) an bei 100° C getrocknetem Materiale:

Organische Substanz und Kombinationswasser . .	3,021	Prozent
Kalk	52,830	"
Eisenoxyd und Tonerde	0,443	"
Phosphorsäure	39,786 ¹⁾	"
Kohlensäure	1,471	"
Schwefelsäure, Magnesia, Alkalien, Kieselsäure . .	2,449	"
Summa 100,000		Prozent

Was die Menge der vorhandenen Phosphate anbelangt, so schätzt man dieselbe auf Nauru mit 40 Millionen Tonnen, auf Ocean Island mit 12 Millionen Tonnen. Die angewandten Abbaumethoden sind sehr einfach. Nur auf Ocean Island muß das Phosphat teilweise erst gesprengt werden. Die Verladeverhältnisse sind, wie bei den meisten dieser Koralleninseln, infolge des flachen Saumriffes schwierig.

Im Jahre 1908 wurden von diesen beiden Inseln allein 296 400 Tonnen Phosphat verschifft, im Jahre 1909 202 000 Tonnen. Die Hauptabnehmer dieses Phosphates waren Australien, Neuseeland, Japan und andere Länder an der Küste des Pazifischen Ozeans. Die Vorkommen gehören der Pacific Phosphate Company in London. Dieselbe erklärte 1908 eine Dividende von 250 Prozent.

Sonstige zentralpolynesisische Phosphatvorkommen.

Von den kleinen zentralpolynesischen Inseln ist eine beträchtliche Anzahl als Phosphatinseln bekannt geworden. Heutzutage haben sie nur noch geringe Bedeutung. Sie sind größtenteils abgebaut. Früher, als man die reichen Phosphatinseln der Südsee und die Lager Nordafrikas noch nicht kannte, spielten sie eine große Rolle. Sie waren fast alle in Händen amerikanischer Kapitalisten.

Huon.

Südlich von Angaur und Ocean Island sind 0,50—0,55 m mächtige Phosphate auf den französischen Inseln Huon (Neukaledonien) bekannt. Vogelknochen und Eierschalen sind dem Phosphat nebst noch anderen Guanoresten beigemengt. Dementsprechend enthält dieser „Guano-phosphat“ neben 62,41 Prozent Tricalciumphosphat auch 19,90 Prozent organischer Substanz.

¹⁾ Entsprechend 86,86 Prozent Tricalciumphosphat.

Baker.

Die Baker-Insel ($0^{\circ} 14'$ nördlicher Breite, $170^{\circ} 22\frac{1}{2}'$ westlicher Länge) liegt östlich von Nauru und Ocean Island. Sie ist eine nur 7 m über Meeresniveau ragende Koralleninsel, die von einem Korallenriff umgeben und von zahlreichen Vögeln bewohnt wird. Die Ost—West-Erstreckung der Insel ist 1774 m, die Nord—Süd-Länge 1106 m. Das in der Mitte der Insel lagernde Phosphat füllt mit ebener, aber etwas schüsselförmig vertiefter Oberfläche eine ehemalige Lagune aus. Umrändert wird das Phosphatlager von Strauchwerk, das zusammen mit Riedgras, Portulak und anderen Pflanzen das alte Riff bewächst. Das Phosphat ist locker und pulverig, seine Farbe je nach dem Feuchtigkeitsgehalte heller oder dunkler. Der Phosphorsäuregehalt betrug 39 Prozent entsprechend 85,1 Prozent Tricalciumphosphat. Durch die Brandung an diesen niederen Küsten und durch die hierbei eintretende Durchfeuchtung der Inseloberfläche wird der anfangs vorhandene Guano schnell zersetzt. Die Phosphate der Insel kamen unter dem Namen „Baker-Guano“ 1860 in den Handel. Eine genaue Analyse derselben ergab nach Schuch¹⁾:

H ₂ O	10,21 Prozent	SO ₃	2,43 Prozent
P ₂ O ₅	32,23 „	Fe	0,54 „
CaO	41,40 „	NaCl	0,56 „
MgO	1,23 „	Organ. Substanz . .	6,80 „
CO ₂	4,60 „		

Howland.

Nördlich der Baker-Insel liegt die „Howland“-Insel ($0^{\circ} 49''$ nördlicher Breite, $176^{\circ} 52''$ westlicher Länge). Über ihren Aufbau geben folgende Notizen Auskunft: Ihre Nord—Süd-Erstreckung beträgt 2545 m, ihre Breite 754 m. Ihr höchster Punkt liegt zur Flutzeit nur 3,50 m über dem Meere. Auf dem Osteile der Insel sind mehrere Ringwälle alter Korallenriffe vorhanden. In den Senken zwischen diesen Wällen trifft man kleine Guanolager. Das Hauptphosphatlager liegt in der Mitte der Insel. Seine größte Mächtigkeit beträgt 1,20 m. An Stellen, die von Vögeln heute nicht mehr benutzt werden, hat sich eine charakteristische Pflanze, der Portulak, angesiedelt. Bimssteinstücke und Treibholz sind zwischen dem Phosphat bisweilen zu finden. Sie sind durch die Brandung zugeführt. Zwischen dem Phosphat findet sich außerdem Korallensand und auch Gips. Analysen dieser „Guanophosphate“ ergaben nach

¹⁾ L. Schuch, Über Phosphate. Leipzig 1900. S. 33.

Drysdale¹⁾:

Wasser	7,20	Prozent
Organische Substanz	14,18	"
Phosphate	75,32	"
Schwefelsaure Kalkerde	1,60	"
Kohlensaure Kalkerde	1,27	"
Kieselsäure	Spur	"
Chloralkalien	0,43	"
		100,00 Prozent

Voelcker²⁾:

Wasser	10,03	15,31	8,95	Prozent
Organische Substanz	5,72	7,26	6,15	"
Kalkerde	43,03	39,36	43,26	"
Phosphorsäure	34,21	33,35	34,80	"
Unlösliches	0,02	0,16	0,30	"
Magnesia, Schwefelsäure, Alkalisalze usw.	7,01	4,56	6,54	"
		100,00	100,00	100,00 Prozent

Schucht³⁾:

H ₂ O	11,59	Prozent	CO ₂	1,51	Prozent
P ₂ O ₅	32,30	"	SO ₃	0,48	"
CaO	40,07	"	Fe	0,65	"
MgO	1,05	"	NaCl	0,51	"
Fe ₂ O ₃	—	"	Organ. Substanz .	11,84	"

Jarvis.

Die Jarvis-Insel (159° 55' westlicher Länge, 0° 22' südlicher Breite) liegt 9 m über dem Meere. Sie ist 1701 m breit. Umgeben wird sie wieder von einem flachen Korallenriff. Zahlreiche Vögel, vor allem Pelikane, bewohnen sie. Eins der Lager auf der Insel führt den Namen „Klinker“ (= Kruste). Hier ist die interessante Lagerung nach Heiden⁴⁾ folgende: Zu unterst eine Schicht von fast reinem schwefelsaurem Kalk (Gips), aufruhend auf Korallenkalk, darüber eine Schicht organischer Stoffe und phosphorsaurer Salze; zu oberst phosphorsaurer und schwefelsaurer Kalk mit Spuren von organischen Stoffen und löslichen Salzen.

¹⁾ Drysdale, Chem. Centralblatt. 1861. S. 278.

²⁾ Voelcker, The Journ. of the royal agric. society of England. 1876. Bd. XII. S. 440.

³⁾ L. Schucht, Über Phosphate. Leipzig 1900. S. 33.

⁴⁾ E. Heiden, Lehrbuch der Düngerlehre. II. Aufl. Hannover 1887. II. Bd. S. 449.

Der unterlagernde Gips ist durch Verdampfen einer zentralen Lagune entstanden. Durch Einwirkung des unterlagernden Gipses auf das überlagernde Phosphat hat sich basisches und neutrales Calciumphosphat gebildet. Die ehemalige Lagunennatur dieses Lagers und die allmähliche Hebung der Insel ist deutlich an mehreren inneren, parallelen Ringwällen und an alten Strandlinien zu erkennen. Das Innere ragt nur 2–2,5 m über dem heutigen Meeresspiegel. Das Phosphat der übrigen Lager der Insel hat das Aussehen eines schwarzen Pulvers. Der durchschnittliche Gehalt an Phosphorsäure ist 20,66 Prozent; entsprechend 45,1 Prozent Tricalciumphosphat. Die Menge der organischen Substanz schwankt zwischen 5,99 und 10,26 Prozent, die der Schwefelsäure zwischen 4,74 und 44,62 Prozent.

Malden.

Auf Malden-Inland¹⁾ (englisch, 4° 15' südlicher Breite, 155° westlicher Länge), südöstlich der Jarvisinsel, findet sich das Phosphat auf den inneren Rändern und an dem Ringwalle dieser gehobenen Koralleninsel. Das hier geförderte Produkt ist daher mit Korallenkalk vermengt. Die in der Mitte der Insel befindliche, mit der Insel gehobene Lagune ist mit einem zähen Morast angefüllt. Ein starker Geruch nach Schwefelwasserstoff entweicht diesem Schlamme. Die Entstehung dieses Gases geschieht durch Wechselwirkung organischer Substanzen auf Gips. Die Phosphate wurden früher aus dieser Lagune auch herausgeschöpft und in der Sonne auf 8–10 Prozent Wassergehalt getrocknet. Das Phosphat ist hellbraun bis braun und größtenteils pulvrig. Analysen ergaben 68,47–77,10 Prozent Tricalciumphosphat.

Schuch^t gibt uns folgende genaue Analyse des Maldenphosphates (vermutlich vom Ringwall stammend) an:

H ₂ O	5,48	Prozent
P ₂ O ₅	36,32	"
CaO	48,50	"
MgO	1,45	"
Fe ₂ O ₃	0,01	"
CO ₂	2,54	"
SO ₃	1,11	"
Fe	0,43	"
NaCl	0,86	"
K ₂ O	0,46	"
Organische Substanz	2,11	"
Unlösliches	0,83	"

¹⁾ Guanos d'Australie. Revue universelle des Mines, de la Metallurgie etc. Paris 1880. VII. S. 437.

Starbuck.

Südlich der Maldeninsel lagern auf der Starbuckinsel Phosphate mit 33,61–45,57 Prozent P_2O_5 , entsprechend 73,38–99,48 Prozent Tricalciumphosphat. Das Phosphat tritt als pulvrige Masse und als Krustenbildung auf. In den Krusten ist ein Teil der Phosphorsäure als zweibasischer phosphorsaurer Kalk gebunden.

Enderbury.

Nördlich der Maldeninsel liegt die Insel Enderbury, deren hellbrauner Phosphorit pulverig oder in harten Krusten auftritt. Die Krusten waren phosphorreicher, hatten hellgelbe oder dunkelgraue Farbe und führten die Phosphorsäure zum Teil in Form des zweibasisch phosphorsauren Kalkes.

Fanning.

Auf der Koralleninsel Fanning, nördlich der Maldeninsel, wurden Phosphate mit 34,16 Prozent P_2O_5 abgebaut.

Die Phosphatvorkommen im Südosten der polynesischen Inselwelt.

(Umgebung der Tahitiinsel.)

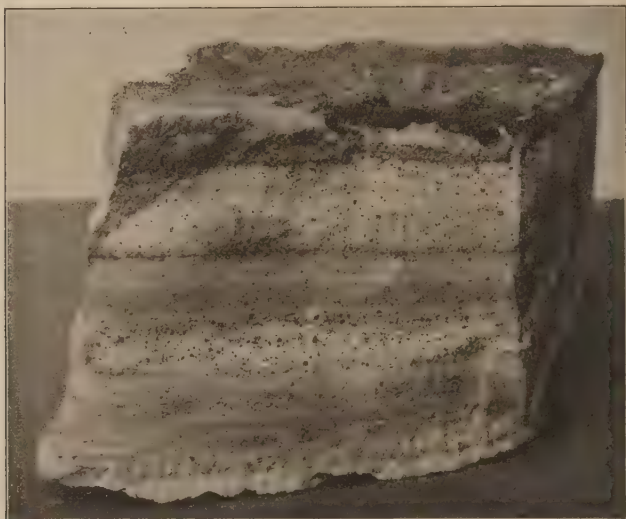
Im Südosten der polynesischen Inselwelt wurden vor einigen Jahren einige wichtige Phosphatlager entdeckt, und zwar auf den Inseln Makatea, Matahiva, Niau und Elisabeth in den Tuamotus (Tuamotu und nicht Paumotu ist die offizielle französische Bezeichnung).

Matahiva und Niau haben nur unbedeutende und weniger reiche Lager. Elisabethinsel ist noch nicht genügend untersucht, doch sollen dort große Mengen reichen Phosphates liegen.

Makatea ist genau untersucht worden. Das dortige Phosphat hat das Aussehen von grobem Kies mit oft eingelagerten faustgroßen Knollen. In der Höhe des früheren Wasserspiegels, der in der Mitte der Insel früher vorhandenen Lagune, findet sich hier und da etwas geschichtetes Phosphat. (Fig. 103.) Dasselbe kommt als Seltenheit auch zwischen dem losen Phosphat vor. Der Kalkstein im Liegenden des Lagers ist fast immer sehr arm an Phosphorsäure. Er ist mürbe und von kreideartiger Beschaffenheit. Die Auflagerungsfläche des losen Phosphates auf dem Kalkstein ist sehr unregelmäßig, meist in der Form ausgefüllter Taschen und Schläuche. Er bedeckt eine Fläche von über 4 qkm in einer mittleren Mächtigkeit von 1,5–2,0 m. Danach berechnet sich die Vorratsmenge des Phosphates auf etwa 10 Millionen Tonnen. Der Gehalt an Tricalcium-

phosphat beträgt 80—85 Prozent bei einer sehr geringen Eisenoxyd-Tonerde-Beimischung. Im Jahre 1909 hat man mit dem Abbau dieses Lagers begonnen. Das Makateaphosphat dürfte bald eine wichtige Rolle auf dem Weltmarkt spielen.

In allgemein geologischer Hinsicht ist Makatea wohl eine der interessantesten Koralleninseln der Südsee. Mit fast senkrechten Wänden steigt sie aus dem Meere empor und bildet ein Plateau von 60 bis 80 m Höhe.



Figur 103.

Geschichtetes Phosphat der Koralleninsel Makatea, Südsee, aus der Höhe des alten Meeresspiegels.

Vergrößerung $\frac{11}{12}$.

Original in der Lagerstätten-Sammlung Freiberg (Sachsen).

Nach Süden hin senkt sich die Hochfläche etwas, und die Südküste ist auch weniger steil. In der Mitte ist das Plateau stark eingesenkt; diese Mulde ist die ehemalige Lagune (35 m Meereshöhe). Makatea war ursprünglich ein ringförmiges Atoll und ist in sechs Stufen emporgehoben worden. Drei von den fünf Strandlinien sind außerordentlich tief eingeschnitten und schon von weitem zu sehen, wenn man sich mit dem Schiffe der Insel nähert. Das Phosphat entstand zu einer Zeit, als die Insel schon beträchtlich gehoben war, ihr mittlerer Teil aber noch unter Wasser lag und eine rings umschlossene Lagune bildete. Damals nisteten

die Vögel, auf deren Tätigkeit die Phosphatbildung zurückzuführen ist, am Rand dieser Lagune. Dies ist die Erklärung dafür, daß der tiefste Teil der Einsenkung in dem Plateau von Makatea kein Phosphatlager trägt und letzteres nur oberhalb eines bestimmten Niveaus gefunden wird.

Sonstige Phosphatlagerstätten Australiens.

In **Westaustralien**¹⁾ finden sich Phosphatlagerstätten bei Dandaraga. Die Phosphatlagerstätten bestehen hier aus einem verwitterten eisenhaltigen Gestein (Laterit) mit 0,54—2,10 Prozent P_2O_5 , aus einem 90 cm mächtigen Bonebed mit 15—39,34 Prozent P_2O_5 und aus unterlagerndem eisenhaltigen Sandstein mit 7,25—15,13 Prozent P_2O_5 . Letzterer ist 2,10 m mächtig und hat seinen Phosphorgehalt dem überlagernden, wohl tertiären Bonebed entzogen. — An der Nordküste von Westaustralien liegen die Inseln Lacepede, die Phosphate mit 58,42—89,35 Prozent Tricalciumphosphat führen, und die Insel Browse, deren Phosphate 31,40 Prozent P_2O_5 besitzen.

In **Neuseeland**²⁾ hat man südwestlich von Dunedin Phosphate gefunden. Bei Clarendon, Otago, lagern Phosphate auf obereocäнем Kalkstein (Oamaruserie) und auf älteren Grünsanden. Das Phosphat enthält bis zu 31,42 Prozent P_2O_5 . Seine Mächtigkeit ist 1,50—2,40 m. Haifischzähne finden sich in demselben.

III. Guanolagerstätten.

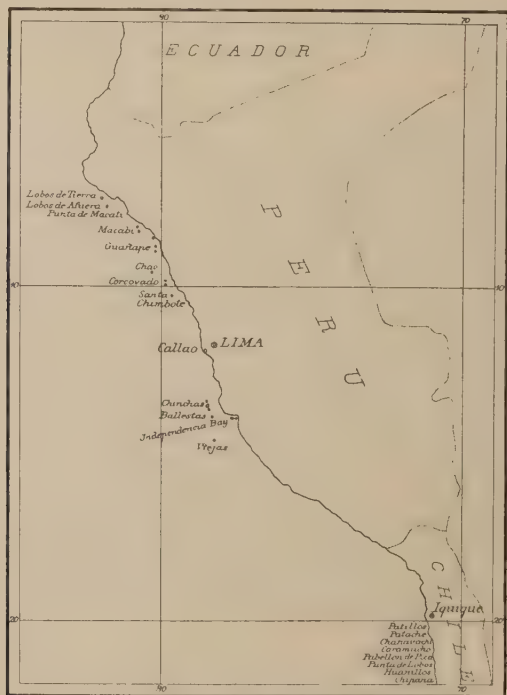
1. Der Peruguano.

Peruguano findet sich auf verschiedenen kleinen Inseln und an der Küste von Peru. Der bekannteste Vertreter dieses Guano war der Angamos-Guano und der der Chinchas-Inseln. Nach deren Erschöpfung wurde der Guano vieler anderer kleiner Inseln an der Küste Perus abgebaut. An dieser Küste erstrecken sich die Guanolager vom 2.^o bis zum 21.^o südlicher Breite. (Fig. 104.)

¹⁾ A. G. Maitland und W. D. Campbell, The Phosphate Deposits near Dandaraga. Bull. Geol. Surv. W. Australia. Nr. 26. S. 14—23. 1907. pl. 2—5. Karte: 1:63360.

²⁾ Green und A. McKay, The Discovery of Phosphate-Rock in Otago. New Zealand Mines Record. V. S. 508—509. 1902. — J. Park, The Phosphate Discovery in Otago. New Zealand Mines Record. VI. S. 19—22. 1902. — J. Park, On the Geology of the Rock Phosphate Deposit of Clarendon, Otago. Trans. N. Zealand Inst. for 1902 (1903). XXXV. S. 391—402.

Nach einer Bekanntmachung¹⁾ des peruanischen Gesandten in London, P. Galvez, (1874) wurde in Peru an folgenden Orten Guano gefunden:
Quebrada del Loa. — Überkleidungen oder oberflächliche Lager von Guano auf einem Berge.



Figur 104.

Übersichtskarte der Guano-Vorkommen an der Westküste von Südamerika.
(Nach Ohlendorff.)

Bahia del Chipana. — In der Umgebung des Chipanagipfels ringsum starke Schichten von Guano.

¹⁾ E. Heiden, Lehrbuch der Düngerlehre, II. Aufl., Hannover 1887, S. 351, dem ein großer Teil der folgenden Notizen entlehnt ist. — H. Voss, Peruvian Guano, a Retrospect. London 1889. — W. v. Ohlendorff, Die Guanolager in Peru und Chile. Prometheus. IX. 1898. S. 314 und 327. — E. Leplae, Extraction et Traitement industriel du Guano du Pérou. (Extrait de la „Revue Générale Agronomique“.) Brecht 1904.

- Puntay Bahia Chomache. — Vereinzelte Anhäufungen von Guano auf Felsklippen.
- Islotes de los Pajaros. — Inseln mit Ablagerungen von frischen Exkrementen (Guano blanco).
- Punta de Lobos o blanca. — Ansehnliche Lager guten Guanos.
- Quebrada de Pica. — Guanolager an mehreren Orten.
- Pabellon de Pica. — Große Guanomassen.
- Caleta de Pabellon. — Kleine Guanomassen.
- Punta de Patache. — Große Guanomassen.
- Islotes y Caletas de Patillos. — Schwache Guanoschichten.
- Ensenada de Chiquinaha. — Von Kalksand überlagerter Guano.
- Islotes Cololue. — Geringe Ablagerungen.
- Caleta de Mejillones. — Schwache Guanoschichten.
- La Capilla. — Weiße, wenig mächtige Anhäufungen von Guano.
- Islad de la Viejas. — Bedeutende Guanomengen.
- Bahia de la Independencia. — Mächtige Ablagerung.
- Isla é islote de Balesta. — Wenig Guano.
- Isla blanca. — Im oberen Teile der Insel Guanolager.
- Isla Mashorea. — Viel Guano.
- Islas de Guanape. — Inseln mit viel Guano.
- Isla de Macabi. — Im südlichen Teile viel Guano, im nördlichen Teile wenig. — Die beiden Inseln bestehen aus zwei steilrandigen Granitfelsen mit 30 m hohen Wänden, die nur durch einen engen Sund getrennt sind. Das Lager der Nordinsel wurde früher schon von Bewohnern Perus abgebaut. Es ist nur 9 m mächtig, das der Südinsel erhebt sich kegelförmig bis zu 42 m Mächtigkeit. Es ist frei von Sand und Steinen, aber feucht.
- Islas de Lobos de Afuera. — Die Inselgruppe enthält viel Guano. Petrographisch bestehen die Inseln aus Gneis und Glimmerschiefer, die von mächtigen Basaltgängen durchsetzt werden. Zwischen hohen unbewachsenen Felsrücken liegen die Guanolager. Eins der Lager hat 63 m Mächtigkeit.
- Islas de Lobos de Tierra. — Viel Guano.
- Islas de Chíncha. — Viel Guano. Abgebaut. Es liegen auf diesen Inseln die bekanntesten Vorkommen von Peruguano. Die Inseln liegen in der Bai von Pisco etwa $2\frac{1}{2}$ Meilen von der Küste entfernt. Geologisch bestehen sie aus Granit, auf welchen sich die Guanomassen bis zu 50 und 60 m Mächtigkeit erheben. Der Guano bildet in diesen viele Meter mächtige Lager hell und dunkelbraun gefärbte Schichten von je 7—25 m Mächtigkeit.

Geringe Anhäufungen von Guano finden sich außerdem noch an zahlreichen andern kleinen Inseln und Riffen. —

Petrographisch besteht der Peruguano aus Exkrementen, Federn, Knochen und Kadavern von Seevögeln und anderen Seetieren (z. B. Seelöwen, Seehunden usw., von letzteren vor allem auf der kleinen Isla de Tortuga und am südlichsten Punkt der Bai von Ferrol). Der wichtigste Teil des Peruguano sind die Exkremente der Seevögel. Infolgedessen bildet die Harnsäure einen großen Prozentsatz der chemischen Analyse. Aber auch Knochen, Fleischteile und Federn nehmen an der Zusammensetzung des Guano großen Anteil, wie aus ihren Überbleibseln und aus der chemischen Analyse des Guano hervorgeht (schwefel- und stickstoffhaltige Substanzen, Phosphorsäure).

An der Bildung des Peruguano sind nach Tschudi vor allem folgende Vögel beteiligt: *Larus modestus* (Tsch.), *Rhyncops nigra* (Lin.), *Pelecanus Gaimartii* (Less.), *Pelecanus thajus* (Mol.), *Sula variegata* (Tsch.), *Carbo albigula* (Br.), *Plotus aninga*, *Spheniscus Humboldtii* (Mey.), *Sterna na. (Less.)*.

Alle diese Vögel, besonders die Pelikane und mehrere kleine See- gänse wohnen auf den Inseln Nest an Nest. Nach einer Berechnung von Cookson und Hindle zählen manche der kleinen Inseln allein $2\frac{1}{2}$ Millionen Vögel. Humboldt besuchte 1802 diese Guanoinseln. Er nahm an, daß trotz der großen Zahl der Vögel die jährliche Produktion an Guano eine dennoch so geringe sei, daß 300 Jahre zur Bildung einer Schicht von einem Centimeter erforderlich wäre. Heute weiß man, daß jeder Vogel allein während seiner Brutzeit ($2\frac{1}{2}$ Monate) 25 bis 50 Pfund Guano produziert.

Die Mächtigkeit der einzelnen Guanolager ist großen Schwankungen unterworfen, da ihre Unterlage nicht eben, sondern verschiedenartig gewellt ist. Die Bildung einer größeren Mächtigkeit verlangt zudem meist auch eine größere Spanne Zeit. Sie hängt außerdem ab von der Masse der Vögel und von der Kleinheit der Brutplätze. Die beiden letzteren Umstände treffen nur selten zusammen.

Die Farbe des Guano ist mehr oder weniger braun, und zwar ist sie um so heller, je höher, d. h. je jünger die Schichten sind, um so dunkler, je älter sie sind.

Chemisch besteht der Guano aus Harnsäure, Oxalsäure, Fettsäuren, Harz, verschiedenen andern stickstoffhaltigen und schwefelhaltigen organischen Verbindungen, aus Phosphorsäure, gebunden an Kalk, Magnesia, Ammoniak und Kali sowie aus etwas Kieselsäure.

Der wichtige Stickstoffgehalt des Peruguano ist größtenteils vorhanden in Form von Harnsäure und Ammoniak (harnsaurer, oxalsaurer,



Figur 105.

Brütende Pelikane auf der Chinchas, Südinzel (1896.) (W. v. Ohlendorff phot.)

phosphorsaures, schwefelsaures, salzsaures und kohlensaures Ammoniak). Die Oxalsäure im Guano ist ein Zersetzungsprodukt der Harnsäure. Infolgedessen tritt beim Vorherrschen der einen Säure die andere zurück; und sind die durch Wasser zersetzten Guanos stickstoffärmer.

Die Asche des Peruguanos ist rein weiß und kann hierdurch auch leicht jede Fälschung des Guanos festgestellt werden. Bei der Verbrennung der Guanos wird seine ganze organische Substanz zerstört, und die Asche, etwa $\frac{1}{3}$ seines Gewichtes enthält die Gesamtmenge der Phosphorsäure, des Kalkes und des Kalis. So ergaben Analysen der Guanoasche nach Mayer und Zöller:

Kali	1,56— 2,03	Prozent
Kalk	34,00—37,00	„
Magnesia	2,56— 2,00	„
Phosphorsäuren	41,00—40,00	„

Die genaue chemische Zusammensetzung des Guanos ersieht man am besten aus Analysen. So ergab im Durchschnitt (von 14 Analysen) der Peruguanos der Chinchas-Inseln folgende Werte (nach E. Heiden):

Wasser	14,81	Prozent
Organische Substanz	52,38	„
(Harnsäure, Oxalsäure, Ammoniak)		
Stickstoff in Summa	31,49	„
Phosphorsäure an alkalische Erden		
gebunden	13,52	„
Kalkerde	10,99	„
Magnesia	1,19	„
Phosphorsäure an Alkalien gebunden	2,75	„
Schwefelsäure	2,09	„
Chlor	1,25	„
Kali	2,28	„
Natron	1,35	„
Eisenoxyd	0,30	„
Kieselsäure	0,09	„
Sand	1,67	„

Eine genauere Analyse ergab nach Oellacher:

Salmiak	2,25	Prozent
Harnsaures Ammonium	12,20	„
Oxalsaures „	17,73	„
Phosphorsaures „	6,90	„
Kohlensaures „	0,80	„

Humussaures Ammonium	1,06	Prozent
Phosphorsaures Ammonium-Magne-		
sium	11,63	„
Phosphorsaurer Kalk	20,16	„
Oxalsaurer Kalk	1,30	„
Kohlensaurer Kalk	1,65	„
Chlornatrium	0,40	„
Schwefelsaures Kalium	4,00	„
Schwefelsaures Natrium	4,92	„
Wachsartige Substanz	0,75	„
Sand und Ton	1,68	„
Wasser	4,31	„
Unbestimmte organische Substanz	8,26	„
	100,00	Prozent

Von verschiedenen Fundpunkten ergab der durchschnittliche Stickstoff und Phosphorsäuregehalt (Durchschnitt aus je 25 Analysen):

	Stickstoff	Phosphor- säure
Guañapeguano	11,00	12,25
Balestasguano	12,50	12,23
Macabiguano	11,05	11,95
Guano von Pabellon de Pica	6,92	14,18
Guano von Pabellon de Pica Huanillos	6,60	13,30
Guano von Pabellon de Pica Punta de Lobos	5,70	15,10
Guano der Independencia Bay	7,05	11,85
Lobosguano	3,60	16,70

Die Reinheit der Guanolager hängt von mehreren Faktoren ab, vor allem von der Schnelligkeit ihrer Bildung, von der Festigkeit des Untergrundsteines und von ihrer Isolierung, d. h. von dem Schutze gegen Zufuhr höher liegender Gesteinsmassen, von dem Schutze gegen Wasserüberschwemmungen und -überflutungen und gegen Überschüttungen mit Sand und sonstigem Material eines nahen Strandes.

Bruchstücke des unterlagernden Gesteins (auf den Chinchas-Inseln meist Granit) sowie Klumpen von festem Guano sind dem feinen trocknen Guano beigemengt. Die beigemengten Guanoknollen können bis Faustgröße erreichen. Sie sind weiß, rötlich oder braun, fettglänzend-kristallin oder matt erdig und von sehr schwankender Zusammensetzung.

Die Analyse aus solchen, nicht sehr harten Knollen ergab nach Karmrodt:

Schwefelsaures Kali	7,49	Prozent
Phosphorsaures „	9,52	„
„ Natron	9,08	„
„ Ammoniak	7,57	„
Schwefelsaurer Kalk	3,40	„
Harnsaurer Ammoniak	4,09	„
Oxalsaurer „	41,28	„
Stickstoffhaltige, organische Substanz	10,17	„
Wasser	7,40	„

100,00 Prozent

Stickstoff	14,84	„
----------------------	-------	---

Phipson berichtet, daß sich in dem Guanolager der Chinchas-Inseln auch eine dünne weiße Schicht aus hauptsächlich kohlensaurem Ammoniak findet. Strukturell sind es weiße, kristallinische, kompakte Massen, die leicht zerfallen. Sie riechen nach Ammoniak, sind im Wasser löslich und haben folgende Zusammensetzung:

Ammoniakoxyd	29,76	Prozent
Kalkerde	6,02	„
Magnesia	Spur	„
Wasser	11,00	„
Kohlensäure	51,53	„
Phosphorsäure	0,60	„
Harnsaure Alkalien	1,09	„
Schwefelsäure und Chlor	Spuren	„

100,00 Prozent

In den unteren Schichten sammeln sich vor allem Erd- und Alkalisalze an. In ihnen finden sich auch konzentrisch struierte Konkretionen einer theils blättrigen, theils strahlig kristallinen Substanz, die reich an schwefelsaurem Kalium und schwefelsaurem Ammonium ist. Eine Analyse derselben ergab nach Kraut (Journ. f. Landw. 1855. S. 437):

Kali	24,68	Prozent
Natron	5,77	„
Ammoniumoxyd	16,07	„
Schwefelsäure	34,60	„
Phosphorsäure	8,33	„
Oxalsäure	5,31	„
Sand, oxalsaurer, phosphorsaurer Kalk und phosphorsaure Magnesia	1,91	„
Organische Substanz	0,94	„
Wasser	3,39	„

100,00 Prozent

Die Bildung aller dieser Knollen erfolgte durch Eindringen von Wasser ins Guanolager, wobei sich einige Salze lösten und später wieder in Knollenform absetzten. Ähnlich haben sich auch Knollen von Kochsalz, phosphorsaurem Ammoniak und sonstigen Verbindungen im Guano gebildet.

Erwähnt seien hier auch die interessanten Veränderungen, welche Vogeleiern im Guanolager erfahren. So berichtete Wibel¹⁾, daß sich in manchen Eiern kristalline, gelblichweiße Aggregate finden, die sich leicht in Wasser lösen. Diese seidenglänzenden Mineralien bezeichnet Wibel als „Guanovulit“, deren Formel als $[3 \text{ KH}(\text{SO}_4) + 2 \text{ K}_2(\text{SO}_4) + (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4] \cdot 4 \text{ H}_2\text{O}$ berechnet wird. Es sind also saure Kalium-Ammonium-sulfate.

Die Analyse ergab:

H_2O	9,82	Prozent
SO_3	49,60	„
K_2O	35,49	„
$(\text{NH}_4)_2\text{O}$	5,09	„

Die Schale des Eies soll trotz dieses Inhaltes noch aus kohlensaurem Kalke bestanden haben.

Andere Eier hat John Clarke²⁾ beschrieben. Dieselben waren in ihrer Zusammensetzung sehr verschieden. Sie stammen teils von *Pelecanus tagus*, teils von *Pufinuna garnotii*. Ihre Lagerung war 60 cm bis 7,5 m tief im Guano. Das Pelikanei bestand zum größten Teil aus einer gelblichweißen, seidenartig glänzenden Masse, die einen sehr kleinen schwarzen Kern besaß, der dem Eidotter entsprach. Das andere Ei (von *Pufinuna*) enthielt zahlreiche, perlartig glänzende Kristalle und nur wenig schwarze Masse.

Die chemische Analyse ergab:

		Pelecanus-Ei		Pufinuna-Ei	
		weißer Teil	schwarzer Teil	weißer Teil	
Schwefelsaures	Kalium	34,48	2,70	65,95	Prozent
„	Natrium	10,45	0,95	17,98	„
„	Ammonium . . .	8,70	1,58	10,70	„
Oxalsaures	Ammonium	31,07	4,95	—	„
Chlorammonium	1,12	7,08	0,85	„
Phosphorsaures	Ammonium . . .	2,21	5,86	1,74	„

¹⁾ Berichte chem. Ges. 7. 392.

²⁾ Zentralbl. f. Agricult. Chem. 1882. S. 567. Angegeben bei Muspratt, Chemie.

Lösliche organische Substanz .	2,74	23,15	0,40 Prozent
Unlösliche organische Substanz*)	0,93	43,50	0,83 "
Phosphorsaurer Kalk	1,58	3,93	0,56 "
Kieselsäure	0,02	—	0,15 "
Wasser	6,70	6,30	0,84 "
<hr/>			
*) Darin Fett	—	27,20	—
„ Stickstoff	9,62	9,01	2,95

Die Schale des Pelikaneies war zum größten Teil in Kalkphosphat umgewandelt. Sie enthielt 70,33 Prozent phosphorsaures Calcium und 29,67 Prozent kohlensaures Calcium.



Oberlager.
Sand.
Unterlager.

Figur 106.

Abbau der Guanolager auf Lobos de Afuera (1896). (W. v. Ohlendorff phot.)

Für die Beschaffenheit der Guanolager sind außer der Entstehung auch die klimatischen Verhältnisse maßgebend. Bei trockenem und warmem Klima verlieren die Exkremente schnell ihre Feuchtigkeit und erhalten sich so lange in ihrer ursprünglichen Form. Guano ist daher vor allem an die regenlosen Regionen der Erde gebunden. In einem warmen Klima mit Niederschlägen oder Meeresüberflutungen zersetzen sich dagegen die abgelagerten organischen Substanzen sehr schnell und verschwinden schließlich. Hierbei geht ein Teil des Stoffes als kohlensaures Ammoniak.

Kohlensäure oder Wasser in die Luft und ein anderer Teil entweicht in Form löslicher anorganischer Salze (Alkalisalze), während nur noch die schwerer löslichen anorganischen Salze, wie der phosphorsaure Kalk, zurückbleiben. Durch den jeweiligen Grad der Zersetzung entstehen also die verschiedenen Typen der Guanolager. Der Peruguano ist, wie wir sahen, ein Vertreter der stickstoffreichen Guano. —

Mit dem Namen Huano bezeichneten bereits die Inkas das jetzt unter dem Namen Guano bekannte Düngemittel. Nach Garcilaso de la Vega wurde Guano im 12. Jahrhundert in Peru, und nach Edrisi um dieselbe Zeit (1154) auch in Arabien als Düngemittel verwandt. Im Anfang des neunzehnten Jahrhunderts (1804) brachte A. v. Humboldt Guano nach Deutschland. Im Jahre 1824 wurden die ersten Düngungsversuche mit Guano erfolgreich angestellt. Die erste größere Ausfuhr aus Peru begann 1840. Sehr bald wurde dann die Ausbeutung der Guanovorräte von der peruanischen Regierung monopolisiert. Die Erträge dieses Monopols lieferten sogar die Hauptmittel zur Bestreitung aller öffentlichen Ausgaben. Die Zahl der einheimischen Guanovögel hat sich seit 1857 ganz plötzlich vermindert. Der Grund war eine Seuche, welche 1857 die Vögel heimsuchte. Dieselben starben damals zu Millionen und bedeckten meilenweit den Strand der Küste mit ihren toten Körpern.

Der Guano kommt teils roh, teils auch chemisch aufgeschlossen in den Handel. Er dient stets nur als Hilfsdünger. Seine günstige Wirkung beruht vor allem auf seine leicht assimilierbaren Stickstoff- und Phosphorsäureverbindungen.

2. Sonstige Guanovorkommen.

A. Amerika.

An der Küste von **Chile** (früher Bolivien), findet sich auf einem Felsen in geringer Menge der „Angamosguano“ angehäuft. Er ist der stickstoffreichste der bekannten Guanosorten (17,41 19,28 Prozent N). Seine Gewinnung ist schwierig.

Auf den Pingouins-Inseln in **Patagonien** bedeckt Guano in Lagern von verschiedener Stärke den Boden. Der Guano ist reich an Knochen, Federn, Überresten von Fischen und auch Steinen. Diese Steine stammen nach Ansicht von Meyn aus dem Magen der Vögel. Vor der Ausfuhr läßt man den Guano gären, um die darin noch enthaltenen ganzen Tierleiber zu zerstören. Dann trocknet man ihn, worauf er gepulvert und versandt wird.

In **Porto-Rico** liegen Guanolager vor allem auf Caja de Muertos, etwa 12 km südöstlich von Ponce, und auf Mona, etwa 58 km westlich Mayaguez. Die Vorkommen auf Muertos werden auf 140 000 Tonnen geschätzt. Nach Jumeau bestehen sie aus hellbraunem, lockerem erdigen Material, in welchem dunkler gefärbte, härtere Klumpen eingebettet sind. Die härteren Klumpen waren reicher an phosphorsaurem Kalk. Andere Guanovorkommen auf Porto-Rico findet man bei Cabo Rojo, San German, Lajas, Isabela, Manati, Ponce und Pueblo Viejo. Ferner auch auf der Insel Swan im Caribischen Meere.

In **Texas**¹⁾ finden sich in südwestlicher Richtung von Lampasas County bis nach Uvalde und Edwards County auf etwa 425 km Länge zahlreiche Höhlen mit Fledermausguano. Die Anhäufung von Guano in solchen Höhlen ist bisweilen sehr groß und kann bis 1000 Tonnen betragen. Eine Analyse ergab Ammonium 9,44 Prozent, Phosphorsäure 3,17 Prozent, Kali 1,32 Prozent.

In Neumexico kennt man Guanolager in den Höhlen von Lava (Socorro County).

B. Afrika.

In **Südafrika** liegt auf einer kleinen Insel in der Nähe des Kap der Guten Hoffnung der Guano von Shay. Er ähnelt in Farbe und Stickstoffgehalt dem Peruguano, ist aber nicht so gleichmäßig wie dieser. Federn, Knochen und Kristalle von Kohlensäurem Ammoniak sind ihm beigemengt. Sein Stickstoffgehalt beträgt 8—12 Prozent. An seiner Bildung waren vor allem Cormorans beteiligt. —

In Südwestafrika findet sich auf englischen Inseln der Saldanha-Bai Guano. Die einzelnen Inseln werden der Reihe nach abgebaut und sollen alle 10—15 Jahre ihre Lager wieder durch die Exkremente der Vögel erneuern. Der Guano dieser Inseln enthält 8,5 Prozent N und 8,5 Prozent P_2O_5 . Der Guano ist nicht sehr mächtig und enthält oft Sand und Steine beigemengt. Außer dem Stickstoffguano kam von dieser Insel auch ein ausgelaugter Guano (Phosphat) mit 60 Prozent phosphorsaurem Kalk früher zur Ausfuhr.

An der Küste von **Deutsch-Südwestafrika** (26,25° südlicher Breite und 14,16° östlicher Länge) liegt die englische Insel Ichaboe, auf welcher ebenfalls Guano vorkommt. Dieser Guano bildet den Übergang zwischen den stickstoffreichen und stickstoffarmen Guanosorten. Ton und Sand ist

¹⁾ W. B. Phillips, The bat guano caves of Texas. Mines and Minerals, Vol. 21. S. 440—442. 1901.

dem Guano in größerer Menge beigemischt. Der Guano wurde kurz nach der Einführung des Peruguanos entdeckt und bald abgebaut. Im Jahre 1863 begann man alsdann mit der Ausfuhr des sich inzwischen neu gebildeten Guanos. Der letztere war viel stickstoffreicher (13,77 Prozent N) als der erstere (3,07—9,07 Prozent N). Die größere Armut des älteren Guano an Stickstoff ist auf Zersetzung durch Regen zurückzuführen.

C. Asien.

In **Japan** kommen Guanolager auf der Insel Tori Shima (zwischen Bonin und Japon) vor.

Die Entstehung der Phosphatlagerstätten.

Die Phosphatlagerstätten lassen sich genetisch in zwei Hauptgruppen einteilen, in Phosphatlagerstätten organischer und anorganischer Entstehung.

Anorganische Phosphatlagerstätten.

I. Apatitlagerstätten.

Abbauwürdige Apatitvorkommen finden sich gangförmig in Canada, Norwegen, Schweden und Spanien; ferner als Imprägnation eines Eruptivgesteines am Cabo de Gata in Spanien.

A. Apatit als Imprägnation eines Eruptivgesteines.

Am Cabo de Gata in Spanien ist ein „Trachyt“ („Junillit“ Rosenbusch) so reichlich mit Fluorapatit imprägniert, daß ein lokaler Abbau zur Herstellung von Düngemittel dort stattfindet. Ein kleiner Teil des Apatites mag gleichzeitig mit den Mineralbestandteilen des „Trachytes“ auskristallisiert sein. Der größte Teil verdient aber nicht die Bezeichnung einer magmatischen Ausscheidung, wie bisweilen angeführt. Er ist vielmehr jünger als sein Nebengestein. In dünnen Adern durchzieht er oft letzteres und hat den „Trachyt“ am Salbende dieser Adern stark verändert. Seine Entstehung wird daher am besten durch eine Art Fumarolentätigkeit im unmittelbaren Gefolge der „Trachyt“-Eruption gedeutet.

B. Apatitgänge.

Apatitgänge finden sich vor allem in Norwegen und Canada, ferner auch in Schweden (analog Norwegen) und in Spanien (zusammen mit Phosphoriten). Die beiden Hauptvorkommen, die von Norwegen und von

Canada unterscheiden sich in erster Linie durch den Charakter ihres Apatites. Der Apatit der norwegischen Gänge ist Chlorapatit, der in Canada Fluorapatit. Die genetische Deutung beider Vorkommen ist ähnlich.

1. Die Apatitgänge Norwegens.

Die Form der Apatitlagerstätten Norwegens wird von allen Forschern übereinstimmend als Gang bezeichnet. Gleichzeitig wird der genetische Zusammenhang dieser Vorkommen mit den benachbarten Gabbros (Olivin-gabbro, ophitischer Olivin-Hyperit) allgemein anerkannt. Keine vollkommene Übereinstimmung herrscht über die Vorgänge bei der Gangfüllung. Betreff der Ansichten von Lang (Lateralsekretion) und Sjögren Auslaugung durch Meereswasser und Wiederabsatz auf Klüften) sei auf die näheren Ausführungen Seite 284 verwiesen. Desgleichen betreff der zuletzt geäußerten Ansichten von Vogt (Pneumatolyse, 1895) und von Reusch und Brögger (Absatz von Lösungen und Wechselwirkung von Gasen, 1880).

Wir selbst schließen uns größtenteils der älteren, von Brögger und Reusch (1875) aufgestellten Hypothese an. Danach erblicken wir in den norwegischen Apatitgängen pegmatitähnliche Gebilde, welche wie Eruptivgänge auf einmal in die Spalten eindringen und hier auskristallisieren. Sie haben sich demnach nicht innerhalb langer Zeiträume aus verdünnten Lösungen, seien sie gasförmig oder flüssig, allmählich abgesetzt.

Für die Ansicht einer pegmatitähnlichen Bildung kann vor allem Mineralkombination und Struktur angeführt werden. Unter den Mineralien findet man Magnesiaglimmer, Enstatit, Augit, Hornblende, Orthoklas, Mikroklin, Albit, Oligoklas, Titanit, Zirkon usw., alles Mineralien, deren Entstehung in Pegmatitgängen nicht ungewöhnlich ist, die in sonstigen Gängen hydrogenen oder pneumatolytischen Ursprungs aber meist fehlen.

Betreff der Struktur sei vor allem an sphärolithisch angeordnete Hornblenden inmitten des Ganges (Kragerö) erinnert, ferner an die Lagenstruktur der Gänge, an zum Rande senkrecht stehende Glimmer, auch an die feinkörnige Struktur der Gangmasse am Rande und an die grobkörnige in der Mitte, dann auch an Korrosionserscheinung von Apatit und Feldspat innerhalb der Magnetkiesmasse, an die Seltenheit der Drusen und an Übergänge in apatitführende Pegmatite.

Nach unserer Ansicht sind demnach die norwegischen Apatitgänge pegmatitähnliche Gebilde (teils linsenförmige Injektionsgänge), die genetisch und auch zeitlich aufs engste mit den benachbarten Gabbromassiven zusammenhängen. Durch Einwirken pneumatolytischer Chlorverbindungen

auf den angrenzenden Gabbro wurde dieser gleichzeitig am Kontakte der Gänge in Skapolith-Hornblende-Fels verwandelt, wie es früher von Brögger, Vogt und anderen nachgewiesen wurde.

2. Die Apatitgänge Canadas.

Betreff der früheren Ansichten über die Entstehung der canadischen Apatitlagerstätten sei ebenfalls auf das spezielle Kapitel über die canadischen Apatitgänge verwiesen (Seite 289). Diese Vorkommen werden heute vorwiegend als Gänge bezeichnet. Von den norwegischen Gängen unterscheiden sie sich vor allem durch einen höheren Fluorgehalt, durch einen geringeren Gehalt an Magnesia und Titansäure und durch Zunahme der Zirkonsäure. Zudem führen sie stellenweise recht viel Calcit. Ihre engen Beziehungen zu basischen Eruptivgesteinen sind oft nachzuweisen, wenn auch nicht immer so deutlich wie in Norwegen. Die Füllung der Gangspalten und der linsenartigen Hohlräume erfolgte nach unserer Ansicht in Canada ebenso wie in Norwegen durch Injektion, d. h. durch einmaliges Eindringen einer konzentrierten Lösung und nicht durch langsamen allmählichen Absatz aus verdünnter Lösung. Es müßten hier dieselben Gründe angeführt werden wie bei den norwegischen Vorkommen, Mineralkombination (Feldspat, Zirkon, Pyroxen usw.) und Struktur (Ansammeln der zuerst ausgeschiedenen Kristalle am Rande; Korrosion von Pyroxen und Titanit usw.).

Das Nebengestein wurde auch hier von den Gängen aus pneumatolytisch verändert. Teilweise wurde es skapolithisiert, wenn auch wegen eines geringen Chlorgehaltes nur in geringem Maße, teilweise wurde es imprägniert mit Mineralien der Gangmasse, wobei sich unter anderem der sog. Leopardgranit bildete, d. h. ein heller Granit, in dessen großmaschigen Absonderungsklüften sich dunkle Mineralien der Gangmasse ansiedelten.

3. Die Apatitgänge Schwedens.

Die Apatitgänge bei Gellivare (am Dundret) haben eine ähnliche Mineralkombination wie die südnorwegischen, hängen genetisch mit Olivin-gabbro zusammen und haben diesen Gabbro auch an ihrem Kontakte skapolithisiert. Für ihre Entstehung wichtig ist ihr Übergang in Pegmatite. Durch Aufnahme von viel Plagioklas und etwas Quarz verwandelt sich hier ein Hornblende-Apatit-Gang allmählich zu einem Pegmatitgang mit vereinzelt Apatitschnüren. Die pegmatitähnliche Entstehung der analogen südnorwegischen Vorkommen wird durch diese Beobachtungen von neuem gestützt.

Auch die bei Kiruna auftretenden Apatitgänge sind nach Ansicht von Geijer und uns nur als magmatische Gänge zu deuten, worauf Struktur (Fluidalstruktur!) und Mineralkombination hinweisen. Diese Gänge sind jedoch von den anderen beschriebenen Vorkommen etwas verschieden. Sie hängen nicht mit Gabbro, sondern mit Keratophyren genetisch zusammen und haben meist keine grobkörnig-pegmatitische, sondern mehr eine feinkörnige aplitähnliche Struktur.

II. Sonstige anorganische Phosphatlagerstätten.

Während die Apatitlagerstätten Norwegens, Canadas und Schwedens sich alle bei hoher Temperatur gebildet haben, ist dieses bei den sonstigen Phosphatlagerstätten nicht mehr der Fall.

Von diesen seien zunächst diejenigen besprochen, die ihren Phosphatgehalt nach Ansicht vieler Autoren anorganischen Phosphatverbindungen entlehnten. Es sind dies vor allem die Phosphatvorkommen Spaniens, der Lahn- und Dillgegend in Deutschland und einiger Vorkommen in Frankreich.

1. Die Phosphatvorkommen Spaniens.

Die Phosphorite Spaniens liegen in Estremadura. Sie treten hier als Gänge und metasomatische Stöcke im Kalkstein auf, ferner als Gänge im Schiefer als Gänge im Granit und als sekundäre Verwitterungsrückstände (Seifen) innerhalb von Kalksteinmulden. Genetisch sind am interessantesten die Phosphoritgänge im Granit, da dieselben stellenweise in Quarz-Apatit-Gänge übergehen. Mit den canadischen und norwegischen Vorkommen können diese Gänge wegen ihrer verschiedenen Mineralkombination und ihrer Struktur nicht verglichen werden. Es sind rein thermale Absätze, die im Kalkstein, analog wie bei den Galmeivorkommen, große metasomatische Phosphoritstöcke geschaffen haben. Die Herkunft der Thermallösungen ist in Dunkel gehüllt. Sie sind wohl jedenfalls aus dem bereits erstarrten Granit ausgetreten. Ihr Phosphatgehalt ist scheinbar anorganischer Entstehung. Ähnlich ist die Entstehung der Phosphate der Sierra Morena, wo Kalksteine metasomatisch ebenfalls in Phosphate verwandelt wurden.

Durch Verwitterung und Denudation wurden diese Phosphate im Laufe der Zeit auch abgetragen, und es konnten sich hierbei Gerölle und Detritusmassen von Phosphat nach Art der Bohnerze in Terrainmulden wieder ansammeln. Derartige Vorkommen wurden früher bei Aliseda z. B. abgebaut. Randlich war in den meisten Fällen der Untergrund dieser Mulden Kalkstein. Derselbe konnte dann seinerseits auch wieder

durch in Lösung gegangenes Phosphat in Phosphat metasomatisch verwandelt werden. Es entstanden hierdurch tertiäre oder noch jüngere Lagerstätten.

2. Die Phosphoritgänge von Quercy in Frankreich (Departement Lot usw.).

In der Umgegend von Caylus und Saint Antonin durchschwärmen zahlreiche Phosphoritgänge den dortigen Kalkstein, an wenigen Stellen finden sich die Phosphorite auch als konkretionäre Massen in einem Basalte und dessen Tuffen. Die Gänge öffnen sich bisweilen zu Höhlen. Zahlreiche gut erhaltene Knochen einer frühtertiären Fauna finden sich mit den Phosphoriten an einzelnen Stellen vereint. Die überaus gute Erhaltung der Knochen spricht gegen eine Herkunft der Phosphorsäure aus diesen. De Launay und andere Forscher nehmen daher für die Entstehung der Phosphoritgänge aufsteigende Thermen in Anspruch. Es wären nach dieser Ansicht diese Phosphorite anorganischer Entstehung.

Ein Absatz aus absteigenden Quellen, die ihren Phosphorgehalt organischer, jetzt zerstörter Materie entlehnten, erscheint uns aber wahrscheinlicher. Eine nochmalige, genauere Untersuchung dieses Vorkommen ist wünschenswert.

3. Die Phosphatlagerstätten der Lahn- und Dillgegend.

Die wichtigsten Nebengesteine der Phosphoritvorkommen der Lahn- und Dillgegend sind Schalsteine (zersetzte Diabase und Tuffe) sowie devonische Stringocephalenkalke. Die Phosphate treten meist im Kalkstein auf, in welchem sie metasomatisch abgesetzt wurden. In Phosphat umgewandelte Korallen sowie Pseudomorphosen von Phosphat nach Calcit und die Lagerung der Phosphate beweisen dies. Die Herkunft der phosphorsäurehaltigen Lösungen kam von oben. In der Nähe des Phosphates, oft sogar im direkten Hangenden der Lagerstätte findet sich äußerst zersetzter Schalstein. Auf Grund dieser Lagerung herrscht daher zurzeit vorwiegend die Ansicht, daß der Phosphorsäuregehalt der Lahnphosphorite diesem ursprünglich phosphorsäurehaltigen Eruptivgestein entstammt, dessen Auslaugungsprodukte sich dann im Kalkstein wieder absetzten. Es wäre demnach die Phosphorsäure ihrer Herkunft nach anorganischer Natur, d. h. sie wäre ursprünglich in dem Apatitgehalt des Diabases und des Diabastuffes enthalten gewesen.

Auffallend ist dagegen, daß in anderen Gegenden (z. B. im Harz) zersetzter Schalstein auf Kalkstein bisweilen auflagert und keine Phosphorite gebildet hat; ferner daß der Schalstein auch in manchen Gegenden der Lahn- und Dillgegend keinen Phosphorit im unterlagernden Kalkstein

entstehen ließ, an anderen Stellen aber Phosphatlagerstätten von großer Mächtigkeit bildete, die zu dem überlagernden Schalstein in keinem rechten Verhältnis stehen.

Es dürfte daher die Frage nach der Entstehung der Lahnphosphorite noch nicht endgültig entschieden sein. Möglich ist es immerhin, daß Guanolager ursprünglich die Oberfläche dieser Gegend bedeckten und daß die von diesen herabsickernden Lösungen den Kalkstein in Phosphorit umwandelten. Es würde sich hierdurch auch leichter der jetzt noch recht bedeutende und auffallende Phosphorgehalt der zersetzten Schalsteine erklären. Die Phosphate hätten sich alsdann in früherer Zeit ebenso gebildet, wie in der Jetztzeit die Südseephosphate. Dieser letzteren Anschauung gibt Verfasser den Vorzug.

Organische Phosphatlagerstätten.

Organische Phosphatvorkommen bilden sich primär durch direkten Absatz organischer Substanz, sei es auf dem Lande, sei es unter Wasser. Diese sedimentären Phosphate können später wieder aufgelöst und von neuem abgesetzt werden, wobei metasomatische Bildungen (meist Verdrängung von Kalksteinen), gangförmige Bildungen und auch Quellsinterphosphate entstehen.

1. Organische Phosphate sedimentärer (primärer) Entstehung.

a) Bildungen des Festlandes.

Unter den organischen Phosphatanhäufungen des Festlandes sind zunächst die gewaltigen Knochenanhäufungen in manchen Höhlen zu nennen, die ihres Phosphatgehaltes wegen auch oft ausgebeutet wurden. Andere Anhäufungen von Knochen kommen vor, haben aber für die Praxis keine Bedeutung. Als solche sind zu nennen das Zusammentreiben und Sterben gewaltiger Tiermengen durch die Überschwemmungen der großen Flüsse in Brasilien, durch Steppenbrände, durch vulkanische Schlammeruptionen (z. B. Java) u. a.

Als weitere Quelle phosphathaltiger Substanzen muß der Guano erwähnt werden. Er bildet sich in regenarmen Gegenden durch Anhäufung von Tierexkrementen und Tierkadavern. Den größten Teil des Guanos liefern Seevögel (vor allem Pelikane), daneben aber auch andere Seetiere (Seelöwen, Seehunde) und mitunter sogar Fledermäuse (Fledermausguano). Zur Erhaltung der Guanolager ist ein regenloses Klima erforderlich. Ein warmes Klima mit Niederschlägen oder Meeresüberflutungen zersetzt dagegen die abgelagerten organischen Substanzen sehr

schnell. Ein Teil der sich so bildenden Zersetzungsprodukte, wie kohlensaures Ammoniak, Kohlensäure und Wasser, entweicht in die Luft, ein anderer Teil entschwindet in Form löslicher Salze (Alkalisalze), während nur die schwerer löslichen Substanzen, wie vor allem der phosphorsaure Kalk, zurückbleiben. So enthielt ein ganz zersetzter Guano einer vulkanischen Insel, die nur aus Lava und Bimsstein und keiner Spur von Kalkstein bestand, nach H. Voss folgende Bestandteile:

Feuchtigkeit (Verlust bei 100° C)	1,72	
Organische Substanz, Konstitutionswasser	5,42	= kein Stickstoff.
Phosphorsäure	39,15	= 85,47 Proz. Tricalciumphosphat.
Kalk	40,62	
Alkalische Salze, Magnesia usw. .	5,69	= kein Kali.
Unlösliche kieselige Substanz . .	7,40	
	<u>100,00</u>	

Dieses Produkt enthielt auch eine Menge Bicalciumphosphat. Diesen Prozeß der Natur versuchte H. Broß auch künstlich durch Waschen und Verbrennen von Guano nachzumachen.

Er ging hierbei aus von einem Guano folgender Zusammensetzung:

Feuchtigkeit (Verlust bei 100° C)	21,44	
Organische Substanz, Ammoniumsalze, Konstitutionswasser . .	40,46	darunter 9,76 N = 11,85 NH ₃
Phosphorsäure	13,98	entsprechend 30,52 Proz. Tricalciumphosphat.
Kalk	12,38	
Alkalische Salze, Magnesia usw. .	9,79	darunter 2,83 Proz. Kali.
Unlösliche kieselige Substanz . .	1,95	
	<u>100,00</u>	

und enthielt durch Waschen und Verbrennen:

Feuchtigkeit	0,02	0,35	
Organische Substanz . .	0,70	3,10	
Tricalciumphosphat . . .	53,57	49,07	(entsprechend 95,86 resp.
Bicalciumphosphat . . .	23,39	23,31	90,42 Tricalciumphosphat
Magnesiaphosphat . . .	4,95	3,30	= 43,91 resp. 41,42 Proz.
Eisen-u. Tonerdephosphat	6,15	7,60	P ₂ O ₅).
Alkalien	5,18	7,51	
Unlösliche kieselige Substanz	6,04	5,76	
	<u>100,00</u>	<u>100,00</u>	

Durch Oxydation und Auslaugung von Guano können also Phosphate entstehen.

Abbauwürdige Lagerstätten erfordern zu ihrer Bildung aber noch einen Untergrund aus Kalkstein, mit welchem sich die löslichen Phosphatverbindungen zu unlöslichem Tricalciumphosphat umsetzen können. Die Übergangsglieder zwischen Guano und Phosphat kann man als Phosphatguano und Guanophosphat bezeichnen. Eine scharfe Grenze zwischen ihnen besteht naturgemäß nicht.

b) Bildungen unter Wasser.

Zahlreiche Organismen des Meeres enthalten in nicht unbeträchtlicher Menge phosphorsauren Kalk. Es sei hier vor allem an Fische und Krebse erinnert. Durch spätere Verwesung und Auflösung dieser Organismen gelangt der phosphorsaure Kalk ins Wasser, löst sich hier auf und kann gleichzeitig mit den Sedimenten später wieder ausfallen und sich am Boden des Meeres absetzen. Infolgedessen finden wir auch am Grunde der heutigen tiefen Ozeane öfter Phosphatknollen. Als bekanntes Beispiel dieser Art werden gewöhnlich Phosphatknollen angeführt, welche die Challenger-Expedition am Kap der Guten Hoffnung aus 570 m Tiefe fischte.

Vertrauter sind uns aber Phosphatknollen aus den Ablagerungen früherer Meere, d. h. aus jetzigen Sedimentgesteinen.

Diese phosphatführenden Sedimentgesteine können petrographisch einen ganz verschiedenen Charakter besitzen. Wir kennen Phosphatknollen aus Sandsteinen, Tonschiefern und Kalksteinen. Die Natur dieses Nebengesteins erlaubt uns sogar häufig näheren Einblick in die Bildungsgeschichte der Phosphate. So zeigt sie uns, daß die nötigen Voraussetzungen zur Phosphatbildung sowohl in der Tiefsee als auch im seichten Wasser an der Küste gegeben sind.

Als Beispiel derartiger allerdings seltenerer Tiefseebildungen müssen vor allem die tertiären Phosphate von Malta genannt sein. Dieselben haben sich gleichzeitig mit dem sie umgebenden Kalkstein gebildet. Da dieser Kalkstein aber Globigerinenkalkstein¹⁾ und infolgedessen nach der herrschenden Ansicht eine Tiefseebildung ist, so müssen auch die gleichzeitig entstandenen Phosphate als Tiefseebildung gedeutet werden.

Phosphatknollen in Tonschiefern und Schiefertönen finden sich, besonders in unabbaubarer Menge, äußerst weit verbreitet. Es seien

¹⁾ Globigerinen finden sich in ungeheuren Mengen im Tiefseeschlamm der heutigen Ozeane.

hier nur die obersilurischen Schiefer des Vogtlandes, die unterkambrischen Schiefer Schwedens, die Ekkaschiefer Natals und die paläozoischen Schiefer Ontarios (Canada) genannt. Der Phosphatgehalt dieser Schiefer ist primär, wie genaue Untersuchungen ergeben haben. Die Konzentration des Phosphatgehaltes zu Phosphatknollen erfolgte teilweise aber wohl erst nach Ablagerung des jetzigen Schiefermaterials, wenn auch gewiß nicht sehr viel später, wie man wenigstens aus Untersuchungen von Kruft an den Schiefen des Vogtlandes schließen kann. Nach diesen Forschungen enthalten die obersilurischen Sedimente im Vogtland auffallenderweise dort Phosphorsäure, wo Knollen fehlen, während in der Umgebung der Phosphatknollen die Schiefer keine Phosphorsäure führen. Die früher dort sicher auch vorhandene Phosphorsäure hat sich in den jetzigen Knollen konzentriert. Als Mittelpunkt dieser Konzentrationen diente meist ein Fossil, das gleichsam anziehend auf die fein verteilte andere Phosphorsäure wirkte.

Von abbauwürdigen Phosphatknollen in Tonschiefen seien als Beispiel die devonischen Vorkommen aus Tennessee genannt. Dieselben sind jedoch auch nur dort abbauwürdig, wo sie mit den reicheren schwarzen Phosphatschichten eng verknüpft auftreten.

Unter besonders günstigen Umständen konnten sich in flachen seichten Meeresbecken auch abbauwürdige phosphatreiche Sedimente ohne Phosphatknollenkonzentrationen bilden. Es konnte dies geschehen durch Verwesung einer in diesen Meeren lebenden reichen Tierwelt und durch Erhaltung und Niederschlag der hierbei in Lösung gehenden Phosphorsäure, zudem auch durch Anhäufen phosphorhaltiger Skeletteile (Knochen, Zähne, Krebspanzer). Auf diese Weise haben sich die wichtigen devonischen Phosphatschichten Tennessees und die untersilurischen Phosphatschichten von Arkansas gebildet.

Auch die Phosphatvorkommen von Tunis und Algier erweisen sich als primäre sedimentäre Ablagerungen innerhalb eines flachen Meeresbeckens. Diese Ablagerungen erfolgten hier zu Beginn der Tertiärzeit, im untersten und mittleren Eocän. Bohrlöcher im Untergrund und Austernbänke in den jetzigen Phosphatschichten weisen auf die Nähe einer Küste bei Bildung dieser Lager hin, während Knochenreste, Koprolithe, Fischzähne und Muschelschalen die überaus reiche Tierwelt verraten, die sich damals in diesen Gewässern tummelte. Die Phosphorsäure dieser Schichten ist teilweise bereits als Tricalciumphosphat (Knochen, Zähne!) abgelagert, teilweise wohl auch erst als Ammoniumphosphat (Zersetzungsprodukt der Tierkörper) in Lösung gegangen und in Berührung mit kohlensaurem Kalk als phosphorsaurer Kalk dann wieder ausgefällt. An einzelnen

Stellen, z. B. in der Gegend von Souk-Arras und Gelma, finden sich mit dem Phosphat zusammen Lagen von Gips, Strontianitknollen und alkalische Salze. Es deutet dieses auf zeitweise Abschnürung der betreffenden Wasserbecken vom Weltmeere hin, wobei das eingeschlossene Meereswasser unter entsprechenden Klimabedingungen eindunsten und sich konzentrieren konnte.

Auch die primären Phosphatkalke von Orville und Beauval in Nordfrankreich haben sich zur oberen Kreidezeit (Senon) in ähnlicher Weise gebildet. Austernschalen, Höhlungen von Bohrmuscheln und Schottermassen weisen auch hier auf die Nähe alter Küsten. Die Ablagerungsbecken sind hier zu denken als seichte kleine Wannen, die nach Art von Lagunen ihren Zusammenhang mit dem offenen Meere oft verloren.

Wie in Wasserbecken mit tonigem oder kalkigem Meeresschlamm, so konnte sich Phosphorsäure auch auf sandigem Meeresboden niederschlagen. So entstanden die glaukonitischen Sandsteine und die Phosphorite Norddeutschlands und anderer Länder. Letztere bestehen häufig nur aus Sand, der durch phosphorsauren Kalk verkittet wird. Diese meist knolligen Gebilde sind oft unter dem falschen Namen „Koprolith“ in den Handel gekommen.

2. Phosphate, entstanden durch chemische Umlagerung ursprünglich sedimentär abgesetzter organischer Phosphate.

a) Phosphate, welche auf ehemalige Guanolager zurückzuführen sind.

Phosphorreiche Vogelexkremente können sich auf gewissen Inseln in großer Mächtigkeit ansammeln. So lieferten die Chinchasineln in Peru allein innerhalb 20 Jahren 9 Millionen Tonnen Guano. In trockenen, regenlosen Gegenden kann sich dieser Guano erhalten, in Gegenden mit reichlichen Niederschlägen zersetzt sich aber der Guano schnell. Die organische Substanz entweicht hierbei als Gas oder wird als leicht löslicher Körper fortgeschwemmt, während der schwerer lösliche phosphorsaure Kalk langsam in den Boden sickert und sich hier, wenn Kalkstein vorhanden, mit diesem zu Phosphat umsetzt. Hierdurch sind Übergänge geschaffen zwischen Guano und Phosphat, Übergänge, wie wir sie noch jetzt an mehreren Stellen der Südsee antreffen. Diese Übergänge können je nach ihrem Stickstoff- und Phosphorgehalt als Phosphatguano oder Guanophosphat bezeichnet werden. Die chemische Natur dieser Übergänge ist ersichtlich aus folgenden Analysen (nach H. Voß):

	Perugano				Phosphat-Guano und Guano-Phosphat			Phosphat	
	Neue Ablagerung.		Alte Ablagerung		5.	6.	7.	8.	9.
	1. Bollestas	2. Majorca	3. Lobos de Afuera	4. Tortugas	Seychelles	Maldon	Arbroblos	Ocean	Nauru
Feuchtigkeit (Verlust bei 100° C)	17,11	21,44	14,43	12,50	18,92	5,62	6,30	3,60	3,74
Organische Substanz, Ammoniumsalze, Konstitutionswasser	37,56	40,46	9,65	13,35	10,23	4,65	9,10	1,72	2,30
Phosphorsäure	11,60	13,98	30,35	28,24	28,71	33,02	30,65	38,00	37,35
Kalk	10,26	12,38	30,49	25,03	36,98	47,43	41,21	50,78	49,72
Alkalische Salze, Mag- nesia usw.	9,31	9,79	7,03	18,53	5,07	9,19	8,89	5,76	6,30
Unlösliche kieselige Substanz	14,16	1,95	8,05	2,35	0,09	0,09	3,85	0,14	0,59
Summa	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
entsprechend Stickstoff- gehalt	9,63	9,76	1,79	2,53	0,55	—	0,47	—	—
entsprechend Ammoniak " Tricalcium- phosphat	11,69	11,85	2,17	3,08	0,67	—	0,57	—	—
enthaltend Kali	25,32	30,52	66,26	61,65	62,73	72,08	66,91	82,96	81,61
	2,32	2,83	1,10	4,89	—	—	—	—	—

Bei vielen Phosphatvorkommen, wo heute keine Reste von Guano mehr erhalten sind, kann man trotzdem ziemlich sicher auf das frühere Vorhandensein von Guanomassen als auf die ursprüngliche Quelle des Phosphorgehaltes schließen. Dies gilt vor allem von vielen Vorkommen der Südsee, wie von den dortigen großen Phosphorinseln Nauru und Ocean Island. Die ganzen Inseln bestehen nur aus Korallenkalk. Eruptivgesteine oder kristalline Schiefer, denen ein feinverteilter Phosphorgehalt entzogen sein könnte, fehlen vollkommen. Für die Ablagerung dieser Inseln kann man sogar unter den verschiedenen Guanosorten den Vogelguano direkt als Quelle des Phosphorgehaltes bezeichnen, denn Seehunde und Seelöwen sind auf diesen Inseln vollkommen unbekannt, Fische kommen nicht in Betracht und von Landtieren existiert nur eine kleine Ratte. In ähnlicher Weise ist auch die Entstehung der rezenten Phosphatvorkommen Westindiens (Curaçao, Aruba, Sombbrero usw.) zu erklären, ferner die der tertiären „Hard-Rock-Phosphate“ von Florida und vielleicht

auch die der Phosphorite unserer Lahn- und Dillgegend in Deutschland, deren Phosphorgehalt allerdings von vielen Forschern noch für anorganisch (Auslaugung aus Schalsteinen) gehalten wird.

Der Absatz des phosphorsauren Kalkes aus allen diesen aus Guano entstandenen Ablagerungen erfolgte auf zweierlei Wegen. Erstens durch direkten Absatz aus Lösungen, wahrscheinlich durch Mischung phosphorsäurehaltiger Lösung mit einer solchen, die Calciumkarbonat enthielt. Auf diese Weise bildeten sich reguläre Sedimente in irgendwelchen Hohlräumen, seien es gebänderte Ausfüllungen von Spalten, seien es



Figur 107.

Aus Lösung abgesetztes schichtiges Phosphat (Phosphatkrusten.) Curaçao, Westindien.
Natürliche Größe. Original in Freiberg (Sachsen.)

geschichtete Ablagerungen am Boden kleiner Höhlen, wie wir es auf den Südseeinseln öfters antreffen. Phosphatstalaktiten und andere Formen und Strukturen, die wir von Calcitablagerung in Tropfsteinhöhlen kennen, können so entstehen.

Sodann findet aber auch eine metasomatische Verdrängung im Korallenkalk oder sonstigen Kalkstein statt. Es wird hierbei Calciumkarbonat durch Tricalciumphosphat ersetzt. Derartige Verdrängungen zeigen sich am deutlichsten in Pseudomorphosen von Phosphat nach Calcitkristallen sowie in den Phosphatversteinerungen, die man zahlreich in den verschiedensten Phosphatlagerstätten antrifft.

b) Chemisch umgelagerte Phosphate ursprünglich marin-sedimentärer Entstehung.

Wie der Phosphorsäuregehalt der Guanolager, so kann sich auch der Phosphorsäuregehalt aller übrigen Phosphatlagerstätten umlagern und unter Umständen neue abbauwürdige Phosphatlagerstätten bilden.



Figur 108.

Eine phosphatisierte Koralle. (Die helleren Partien bestehen noch aus Calciumkarbonat, die dunkleren aus Tricalciumphosphat.) Ascension (Pauzuis) auf Curaçao, Westindien. Natürliche GröÙe. Original in der Freiburger Lagerstätten-Sammlung.

Ein derartiges Wandern der Phosphorsäure erblickt man im kleinen beinahe bei allen Phosphatlagerstätten. In etwas größerem Stile kennt man diese Erscheinung z. B. in Tennessee, wo in den dortigen devonischen Phosphatschichten bisweilen Phosphorsäure von Quellen gelöst und an andern Stellen wieder als Tricalciumphosphat abgesetzt wurde. So entstanden durch Thermal-Metasomatose eines karbonischen Kalksteins in Tennessee die sogenannten weißen „Stony Phosphate“, während an anderen Stellen desselben Distriktes warme Quellen zwischen Feuersteinen zu Tage austraten (z. B. bei Linden in Tennessee) und travertinähnliche

Phosphattuffe bildeten. An noch anderen Stellen Tennessees konnten diese phosphathaltigen Gewässer abbauwürdige gebänderte Phosphate am Boden großer Höhlen im dortigen silurischen Kalkstein schaffen.

In Tunis treffen wir an einzelnen Stellen zusammen mit Galmey Phosphatgänge, die ihrerseits auch nur durch Auslaugung der dortigen tertiären Phosphatschichten und durch späteren Wiederabsatz in den betreffenden Spalten zu erklären sind.

Auf Auslaugung und darauf folgende Konzentration eines ursprünglich fein verteilten Phosphorgehaltes werden auch die Lagerstätten Belgiens größtenteils zurückgeführt. Man nimmt hier an, daß phosphorsaurer Kalk in geringen Spuren (1 Prozent) in Kalksteinschichten der Kreide vorhanden war. Durch Verwitterung, Zersetzung und Auflösung des Kreidekalkes reicherte sich derselbe als schwerer löslicher Teil mechanisch immer mehr an und setzte sich dann auch chemisch in den unterlagernden Kalksteinbänken wieder als reichere Schicht ab.

Diese Umlagerung der Phosphate ist nur ermöglicht durch eine gewisse, wenn auch sehr geringe Löslichkeit des Tricalciumphosphates. Dieselbe ist nach Bischof¹⁾ in kohlensäurehaltigem Wasser bei gewöhnlichem Druck und gewöhnlicher Temperatur folgende:

Name des Phosphates	Anzahl der mit Kohlen- säuregas gesättigten Teile Wasser, welche nötig sind, um ein Teil Phosphat zu lösen
1. Apatit	393 000
2. Apatit, nach starkem Schütteln	96 570
3. Künstlich dargestellter basisch phosphorsaurer Kalk, wie er durch Fällen erhalten wird	1 102
4. Dasselbe wie 3, nur vorher getrocknet	5 432
5. Dasselbe wie 4, vorher stark geglüht	13 115
6. Frische Ochsenknochen	4 610

Bei diesen Umlagerungen der Phosphorsäure brauchte sich dieselbe aber nicht immer als Calciumphosphat wieder abzusetzen. Sie konnte dies auch in der Form des Aluminiumphosphates tun. So entstanden in

¹⁾ Nach G. Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. II. Bd. S. 242. II. Aufl. Bonn 1864.

den weißen Tonen bei Mount Holly Springs in Pennsylvanien Wavellitablagerungen ($\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{P}_2\text{O}_8 + 5\text{H}_2\text{O}$), die ihres Phosphorgehaltes wegen zur Phosphorgewinnung auch abgebaut werden.

3. Phosphatlagerstätten, entstanden durch mechanische Umlagerung ursprünglich sedimentär abgesetzter organischer Phosphate.

Mechanisch umgelagerte und konzentrierte Phosphate als Relikte der Verwitterung phosphathaltiger Gesteine hatten wir soeben aus den Lagerstätten Belgiens erwähnt. Andere Verwitterungsresidua wurden früher schon aus Spanien genannt, wo Phosphatgerölle, ähnlich wie Bohnerze, in Terrainmulden angehäuft sind und auch abgebaut wurden. Als derartige mechanische Konzentrationsprodukte phosphatführender Kalkschichten (Senon) sind auch die bekannten phosphatführenden Sande Nordfrankreichs anzusehen.

Volkswirtschaftlich am wichtigsten sind unter den mechanisch umgelagerten Phosphaten die Pebble-Phosphate aus Florida, sowohl die Land-Pebble als auch die River-Pebble. Ähnlich steht es mit den entsprechenden Bildungen aus Carolina.

Die tertiären Phosphatlagerstätten Englands sind ebenfalls mechanisch umgelagerte Phosphate. Desgleichen die betreffenden Ablagerungen der englischen Kreide (z. B. bei Ely). Die abgerollte Form der Phosphate und das Anhaften zahlreicher Muscheln (*Plicatula*) auf den Phosphatknollen von Ely beweist hier die sekundäre Lagerstätte.

Auch die Phosphate Podoliens werden auf sekundärer Lagerstätte abgebaut. Sie haben jetzt die Form einer Kugel (bis Kindsopfgröße) und lagern vor allem im Cenoman. Ihre Heimat ist aber die tiefer liegende Silurformation, in deren Schiefen unregelmäßig begrenzte Phosphatkonglomerationen eingeschlossen sind. Diese Phosphate werden erst durch die natürliche Aufbereitung in den jüngeren Cenomanschiefern abbauwürdig.

Die Phosphate der Südseeinseln sind zum Teile ebenfalls mechanisch aufbereitet, zerkleinert, abgesetzt und wieder durch phosphorsauren Kalk verkittet. Dieser sekundäre Phosphatfels kann dann noch einmal mechanisch umgelagert und wiederum verkittet sein, welcher Prozeß sich auch noch öfter wiederholen kann. Es ist dies vor allem eine Folge der Niveauschwankungen dieser Koralleninseln. Als interessante Erscheinung während der ersten Aufbereitung dieser Phosphate darf die Bildung typisch oolithischer Strukturen gelten, welche vor allem durch fortwährende Bewegung der feinen Phosphatsande infolge Wellenschlags, Ebbe und Flut usw. zustande kam. Durch diese Bewegungen konnten stellenweise sogar

die Phosphattrümmer in ihren Behältern nach Schwere und Größe wie in einem Setzkasten sortiert werden. Meist liegen jedoch auch diese sekundären Phosphate wirt durcheinander. —

Aus dieser Übersicht ersieht man, daß die wichtigsten Phosphatlagerstätten alle organischer Entstehung sind und daß bei ihrer Bildung oft Umsetzungen und Konzentrationsprozesse eine wichtige Rolle spielen.

Überblick über sonstige Rohstoffe der Phosphor- und Phosphat-Industrie.

Abgesehen von mineralischen Phosphaten kommen als Rohstoffe für die Phosphor- und Phosphat-Industrie in erster Linie noch die Knochen in Betracht, die als Knochenmehl, Knochenkohle oder Knochenasche in den Handel kommen. Zur Herstellung dieser letzteren Fabrikate werden die Knochen der geschlachteten Tiere gesammelt und an die betreffenden Fabriken abgeliefert.

Das Knochenmehl wird durch Zerkleinern und Vermahlen der Knochen gewonnen. Ein Ausziehen des Fettes (zur Leimfabrikation) geht dem Zerkleinern meist voraus. Die gemahlenen Knochen können alsdann sofort als Dungstoff verwandt werden, da im Boden Kohlensäure, Wasser und organische Substanz (teils aus den Knochen selbst) eine Lösung des Mehles schnell herbeiführen.

Die Knochenkohle entstammt den Zuckerfabriken, wo sie zum Entfärben der Säfte verwandt wurde. Sie enthält meist 65—70 Prozent phosphorsauren Kalk.

Die Knochenasche wurde in großer Menge aus Südamerika eingeführt. Sie stammt von den verbrannten Knochen der dort zahlreich getöteten Ochsen, die häufig nur ihrer Häute wegen geschlachtet wurden. Aus Mangel an Holz und Kohlen dienten die Knochen dort oft als Brennmaterial. Die hierbei zurückbleibende Asche sammelte man später und brachte sie per Schiff in großen Mengen nach Europa. Sie enthielt in unverfälschtem Zustande 75—80 Prozent phosphorsauren Kalk, daneben 5—6 Prozent kohlensauren Kalk und etwas Sand.

Ein weiteres wichtiges Phosphat in der Düngerindustrie ist das Thomas-Phosphat, meist unter dem Namen Thomasmehl bekannt. Es entstammt der Eisenindustrie, in welcher seit dem Jahre 1879 phosphorhaltiges Eisen durch dolomitischen Kalkstein in Bessemerbirnen entphosphort werden kann. Die bei diesem Prozeß resultierende Schlacke enthält etwa 17 Prozent Phosphorsäure. Da dieses Thomas-Phosphat einen hohen Grad

von Löslichkeit besitzt, so braucht es nicht erst chemisch umgewandelt zu werden. Es kommt daher sofort im gemahlenen Zustand in den Handel.

In frischem Zustande ist die Thomasschlacke eine harte, blasige, durch und durch kristalline Masse. In den Hohlräumen der Schlacke finden sich zahlreiche, anscheinend rechteckige, kleine Kristalle, entsprechend der Formel $\text{Ca}_4\text{P}_2\text{O}_9$, mit 61,20 Prozent Kalk und 38,80 Prozent Phosphorsäure. Daneben finden sich seltener auch noch kleine Kristalle von Calcium-Silico-Phosphat.

Die Verbreitung der Phosphorsäure in der Natur.

Im folgenden sei kurz ein Überblick über die weite Verbreitung der Phosphorsäure in der Natur gegeben, durch deren Konzentration sich in vielen Fällen Phosphatlagerstätten gebildet haben.

A. Die Phosphorsäure im Tierkörper.

Bestandteile des Tierkörpers, und zwar der menschliche Urin, gaben Veranlassung zur ersten Darstellung des Phosphors. Es geschah dies im Jahre 1669, als ein bankerotter Hamburger Kaufmann namens Brand Experimente zur Herstellung von Gold, zwecks Aufbesserung seines Vermögens, ausführte¹⁾.

Erst 100 Jahre später gewann der schwedische Chemiker Gahn aus dem heute bekanntesten phosphorhaltigen Bestandteil des Tierkörpers, aus den Knochen, Phosphorsäure. In der folgenden Zeit wurde Phosphorsäure alsdann in allen flüssigen und festen Teilen des Wirbeltierkörpers nachgewiesen. So enthalten die Knochen bei nur wenig wechselndem Mengenverhältnis in den verschiedenen Tierklassen (Säugetiere, Vögel, Reptilien, Fische usw.) in trockenem Zustande gegen 60 Prozent phosphorsauren Kalk, die Zähne enthalten 70 Prozent, der Schmelz der Zähne 90 Prozent. Neben phosphorsaurem Kalk sind in den Knochen noch etwa 10 Prozent kohlensaurer Kalk und 2 Prozent phosphorsaure Magnesia vorhanden.

Von niedrigen Tieren führen in ihren Schalen noch immer Krebse 6–7 Prozent phosphorsauren Kalk, Muscheln und Schnecken nur noch 7 Prozent.

Der Phosphorgehalt des Blutes ist bei den verschiedenen Tieren sehr verschieden. So enthält die Asche des Blutes vom Huhn 26 Prozent, vom Schwein 12 Prozent und vom Schaf nur 5 Prozent Phosphorsäure. An

¹⁾ Siehe L. Meyn, Die natürlichen Phosphate und deren Bedeutung für die Zwecke der Landwirtschaft. Leipzig 1873.

der chemischen Zusammensetzung des Gehirns beteiligt sich die Phosphorsäure in großer Menge. So sind in der Asche des menschlichen Gehirns nach Breed¹⁾:

35,24	Prozent	kohlensaures	Kalium,
22,98	"	"	Natrium,
1,23	"	"	Eisenoxyd,
1,52	"	"	Calcium,
3,4	"	"	Magnesium,
0,915	"	freie Phosphorsäure.	

Wie in den Tierkörpern, so kann man auch in den tierischen Exkrementen Phosphorsäure nachweisen. So scheiden die Vögel Phosphorsäure durch ihren Darm in der Form phosphorsauren Kalkes aus, während viele Säugetiere denselben im Urin in Form phosphorsaurer Alkalien und phosphorsaurer Erden abgeben.

Alle diese Phosphorsäure wurde von den Tieren gleichzeitig mit der Nahrung aufgenommen. Ihr Ursprung ist daher zunächst in dem Phosphorsäuregehalt der Nahrung, d. h. im letzten Grunde in der Pflanzenwelt, zu suchen.

Die in der Pflanzenwelt nur spärlich vorhandene Phosphorsäure wird bei dieser Wanderung im Körper der Tiere konzentriert. Die Bedeutung und Größe dieser Konzentrationsprozesse ersieht man unter anderem an den Hirschen, die ihr abgeworfenes Geweih im Laufe eines Vierteljahres durch den Phosphorsäuregehalt der Gras- und Heunahrung wieder ersetzen können. Das Geweih wiegt hierbei oft 15—25 Pfund, worunter allein 3—4 Pfund Phosphorsäure vertreten sind (nach Meyn).

B. Der Phosphorsäuregehalt der Pflanzen.

Der Phosphorsäuregehalt der Pflanzen wird aus deren Asche bestimmt. Die Asche der Getreidekörner macht 2—4 Prozent ihres Trockengewichtes aus. Der Phosphorsäuregehalt dieser Asche beträgt bei Weizen 40 Prozent, bei Roggen 45 Prozent, bei Erbsen 36 Prozent, bei Gerste 34 Prozent usw., im Durchschnitt bei der Mehrzahl der Körnerfrüchte 30—50 Prozent.

Im allgemeinen ist nach L. Meyn 1 Pfund Phosphorsäure enthalten in je 100 Pfund Korn, 300 Pfund Streu, 200 Pfund Heu, 1500 Pfund Rüben und Kartoffeln und 1200 Pfund Grünfutter.

Der Phosphorsäuregehalt aller Pflanzen ist seinerseits wieder zurückzuführen auf den geringen Phosphorsäuregehalt des Ackerbodens und der Gewässer. Aus diesen wurde er in Lösung aufgenommen und in den Pflanzen selbst konzentriert.

¹⁾ Nach Muspratts Chemie.

C. Der Phosphorsäuregehalt der irdischen Gewässer.

Schon Berzelius hat nachgewiesen, daß manche Quellen in geringer Menge Phosphorsäure enthalten. So stellte er fest, daß im Karlsbader Sprudel unter 10 Millionen Gewichtsteilen Wasser ein Gewichtsteil Phosphorsäure vorhanden war. Man hat hieraus berechnet, daß der Karlsbader Sprudel pro Jahr etwa 15 Kilo Phosphorsäure liefert.

In den Flüssen und Bächen hat man auf 1 Million Gewichtsteile Wasser 1—5 Gewichtsteile Phosphorsäure nachgewiesen.

Sogar in Regenwasser ist Phosphorsäure in ungefähr gleicher Menge wie im Karlsbader Sprudel gefunden. Dieselbe ist hier wahrscheinlich durch Oxydation von Phosphorwasserstoff (ein Zersetzungsprodukt organischer Substanzen) entstanden.

Wie in den Flüssen, so ist auch im Meere Phosphorsäure in geringer Menge vorhanden. Durch Eindampfen von Meerwasser und Auslösen des Rückstandes mit destilliertem Wasser kann man die Phosphorsäure als unlösliches Salz hierbei erhalten.

Dieser geringe Phosphorsäuregehalt des Meeres dient zahlreichen Meerespflanzen als Nahrung. So enthält die Asche der Seealgen (Fucaceen) 1—2 Prozent Phosphorsäure. Von diesen Pflanzen, die teilweise auch frei umherschwimmen, nähren sich ihrerseits wieder zahllose kleine Lebewesen, die dann wieder größeren Tieren (Fischen usw.) als Nahrung dienen. Bei dieser Wanderung reichert sich der ursprünglich äußerst geringe Phosphorsäuregehalt des Meeres immer mehr an, ein schönes Beispiel für die Konzentration anorganischer Materie durch die Tätigkeit der Organismen.

D. Der Phosphorsäuregehalt des Ackerbodens.

Durch zahlreiche Versuche hat man festgestellt, daß Phosphorsäure vom Ackerboden im hohen Maße absorbiert wird. So zeigte schon Liebig, daß eine Lösung von phosphorsaurem Kalk und phosphorsaurer Ammoniak-Magnesia in kohlensaurem Wasser durch ein mit Ackererde angefülltes Filter nicht passieren kann. Das ablaufende Wasser enthält nur noch Spuren von kohlensaurem Kalk. Die Phosphorverbindungen sind von der Erde im Filter absorbiert worden.

Entsprechend werden auch im Ackerboden die Phosphorverbindungen festgehalten. Sie vereinigen sich hier vorzugsweise mit Eisen, dann mit Tonerde und in selteneren Fällen auch mit Ammoniak-Magnesia-Verbindungen, während phosphorsaurer Kalk nur unter ganz günstigen Bedingungen einen dauernden Bestand in der Ackerkrume erhält. Das phosphorsaure Eisen scheidet sich hierbei entweder als phosphorsaures

Eisenoxyd, wie im Raseneisenerz, oder als phosphorsaures Eisenoxydul (Vivianit) aus, wie es sich als blauer Hauch in vielen Torflagern und an altem Eisengerät vorfindet.

Der Phosphorsäuregehalt der Ackerkrume stammt entweder aus zersetzten organischen Substanzen oder aus dem festen Gestein, durch dessen Verwitterung der Ackerboden entstanden ist.

E. Der Phosphorsäuregehalt der Gesteine.

Die Petrographie teilt die Gesteine ein in Eruptivgesteine, Sedimentgesteine und kristalline Schiefer. Die kristallinen Schiefer sind durch Metamorphose aus einer der beiden anderen Gesteinsgruppen hervorgegangen. Sedimentgesteine sind durch Zerstörung und Wiederabsatz vorheriger Gesteine entstanden. Das Urgestein ist nach heutiger Auffassung stets das Eruptivgestein.

In allen drei Gesteinsklassen sind Phosphate fast stets in geringer Menge vorhanden. Ihr primärer Ursprung läßt sich in letzter Linie aber immer auf den Phosphatgehalt der Eruptivgesteine zurückführen.

Das wichtigste Phosphat der Eruptivgesteine ist der Apatit. In überaus geringer Menge findet er sich in kleinen Körnern im Granit, Syenit, Gabbro, Diorit usw. Er ist in allen diesen Gesteinen eines der zuerst auskristallisierten Mineralien. Da der Granit aus feurigflüssiger Lösung auskristallisiert ist, so muß man dieselbe Entstehung auch von dem gleichzeitig auskristallisierten Apatit der Eruptivgesteine annehmen.

Von diesem Apatit¹⁾ leiten sich nun alle anderen Phosphatvorkommen ab. Auf ihm ist in letzter Linie der Aufbau unseres eigenen Knochengerstes, die Zusammensetzung unserer Nervensubstanz und unseres Gehirnes zurückzuführen.

Die Verwendung der Phosphate.

Der weitaus größte Teil der Phosphate findet seine Verwendung in der Landwirtschaft als Düngemittel.

Phosphorsäure ist ein wichtiger Nährstoff der Pflanzen. Experimente haben gezeigt, daß nächst dem Stickstoff, welcher die Triebkraft der Pflanzen steigert, kein Bestandteil wichtiger für das Wachstum, vor allem des Getreides, ist, als die Phosphorsäure, da durch dieselbe der Kornansatz wesentlich befördert wird. Es sind daher die meisten Landwirte

¹⁾ Sonstige primäre Phosphatmineralien, wie Monazit in Pegmatiten, spielen nur eine sehr untergeordnete Rolle.

heute gezwungen Phosphorsäure ihrem alten Ackerboden in Form von Phosphaten wieder zuzuführen. Denn da Phosphorsäure aber in geringer Menge meist im Boden vorhanden ist, so wird durch intensive Feldwirtschaft der Phosphorsäuregehalt und damit die Nährkraft des Bodens immer geringer.

Die Pflanzen nehmen die Phosphorsäure aus Lösungen auf. Es müssen daher die Phosphate in einem Zustande dem Boden übergeben werden, in welchem sie sich leicht lösen. Eine leichte Löslichkeit wird zunächst erreicht durch eine große Oberfläche des Phosphates, d. h. durch feines Korn. Es müssen daher die Phosphate vor ihrem Gebrauche fein gepulvert werden. Andererseits müssen die meisten Phosphate auch chemisch aufgeschlossen, d. h. in leichter lösliche Phosphate verwandelt werden. Es geschieht dies durch chemische Aufbereitung in den Superphosphatfabriken, worauf an anderer Stelle näher eingegangen ist.

Zudem wird aus den Phosphaten auch Phosphor nebst allen seinen Verbindungen (Streichholzindustrie usw.) hergestellt. In neuerer Zeit nimmt die Herstellung von Phosphorkupfer und Phosphorzinn zur Darstellung der phosphorfreien Phosphorbronze immer mehr zu. So enthält Phosphorkupfer und Phosphorzinn zurzeit bis 15 Prozent P, während vor Jahren die Höchstgrenze des Phosphorgehaltes dieser Verbindungen 5 Prozent war. Als Rohmaterial zur Herstellung des Phosphors dient außer Calciumphosphat auch Aluminiumphosphat (Wavellit).

Gewinnung und Verarbeitung der Phosphate.

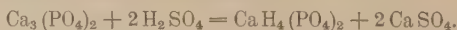
Die Phosphate werden bergmännisch durch Tagebau oder durch unterirdischen Grubenbetrieb gewonnen. In einzelnen Tagebauen Amerikas ist sowohl „Hydraulic Mining“ (Abspritzen) als auch Dampfschaufel-Abbau in Anwendung. Auf den Südseeinseln und in Westindien geschieht der Abbau in einfacher Weise meist durch Tagebau.

Die Aufbereitung der Phosphate ist sehr einfach. Meist werden sie in der Grube schon vom Nebengestein durch Handscheiden getrennt, teilweise werden sie auch gewaschen.

Das Trocknen der gewaschenen und nicht gewaschenen Phosphate geschieht im Freien durch Luft und Sonne oder in besonderen Trockenräumen.

Die Hauptmasse der Phosphatproduktion wird zur Herstellung von Düngemitteln verbraucht. Hierzu sind aber die Phosphate im rohen Zustande nur wenig geeignet. Denn die Phosphorsäure ist in den Phosphaten meist in der Form des phosphorsauren Kalkes ($\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$) vorhanden. Dieser

ist aber in Wasser nur äußerst wenig löslich. Um seinem Zwecke als Pflanzendünger zu entsprechen, muß daher das Phosphat erst in eine leichter lösliche Verbindung übergeführt werden; man muß es, mit anderen Worten gesagt, erst chemisch aufschließen. Dieses Aufschließen geschieht durch Schwefelsäure, wobei saurer phosphorsaurer Kalk und schwefelsaurer Kalk entsteht, nach der Formel:



Bei Berechnung der Menge der zuzusetzenden Schwefelsäure ist außer der Menge des phosphorsauen Kalkes noch die Menge des vorhandenen Calciumkarbonates, das ebenfalls durch Schwefelsäure zersetzt wird, und die Menge des sonstigen Phosphatgehaltes, wie phosphorsaure Magnesia, phosphorsaures Eisenoxyd, phosphorsaure Tonerde usw. zu berücksichtigen.

Nach Wyatt („The Phosphates of America“, S. 110) ist hierbei für jede Einheit von Rohmaterial folgende Einheit von Schwefelsäure nötig:

Material in Gewichtseinheit	Schwefelsäure (50° B) in Gewichtseinheit
Tricalciumphosphat, $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$. . .	1,012
Calciumkarbonat, CaCO_3	1,565
Aluminiumphosphat, $(\text{AlPO}_4)_2$. . .	1,930
Eisenphosphat, $(\text{FePO}_4)_2$	1,558
Magnesiumkarbonat, MgCO_3 . . .	1,860
Calciumfluorid, CaF_2	2,010

Vor der Behandlung mit Schwefelsäure müssen die Rohmaterialien erst in ein möglichst feines, trockenes Pulver verwandelt werden, da sich aus nassen Rohmaterialien nie trockene Superphosphate herstellen lassen. Die Zerkleinerung des Materiales geschieht durch Steinbrecher sowie durch verschiedene Mahl- und Siebeeinrichtungen, bei weichen Materialien durch sogenannte Desintegratoren. Die Mischung der Rohmaterialien mit der Schwefelsäure erfolgt meist in kreisrunden oder viereckigen Gruben, in welchen die abgewogene Schwefelsäure und das gewogene Rohmaterial möglichst schnell und gleichmäßig ausgebreitet wird. Das so gewonnene Material wird dann mit anderen Düngemitteln gemischt und in den Handel gebracht.

Bewertung und Preise von Phosphaten.

Über die Preisschwankungen bei Phosphaten geben uns die Preisnotierung der Floridaphosphate im Jahre 1908 ein deutliches Beispiel.

Die Preise waren wie folgt (nach Ingalls, The Mineral Industry during 1908):

Monat	High-grade Ph. \$ pro t	Land pebble Ph. \$ pro t
Januar (Anfang)	10,25—10,50 (frei Hafen)	8,25—8,50 (bei Port Tampa)
Februar	9,50—10,00 (frei Hafen) von Florida und Georgia)	5,25—5,50
August (Ende)	—	3,50—4,00
September	—	3,35—3,50
Oktober, November . . .	—	3,50—3,75

In Südcarolina betrugen die Preise 1908 frei Hafen Charleston fast unverändert \$ 6,75—7,00 pro t. (à 1000 kg), in Ashley River bezahlte man für getrocknetes Phosphat im Januar und Februar \$ 7—7,25 pro t; für nicht getrocknetes Phosphat im Januar \$ 5,75—6,00 und im Februar \$ 5,50—5,75 pro t.

In Tennessee hatte man im September 1907 folgende Preise: Für Einheimische: 72proz. \$ 5,25; 75proz. = \$ 6,25; 78proz. = \$ 7; für Export: 75proz. = \$ 7,50 loco Grube. Im September 1908: Für Einheimische: 72proz. = \$ 3; 75proz. = \$ 3,50; 78proz. = \$ 4,50.

Bei der Bewertung der Phosphate spielt neben dem Gehalt an Phosphorsäure resp. Tricalciumphosphat auch der Gehalt am Eisenoxyd und Tonerde eine große Rolle. Beide Verbindungen sind in größerer Menge (mehr als 3 Prozent) schädlich, da aufgeschlossene Phosphorsäure mit Eisen und Aluminium allmählich schwer lösliche Verbindungen eingeht, wodurch ein Teil der Phosphorsäure wieder unlöslich, d. h. vernichtet wird. Auch der Gehalt an kohlensaurem Kalk ist bei der Bewertung wesentlich, da zur Zersetzung desselben eine große Menge Schwefelsäure erforderlich ist, welche das Aufschließen verteuert. Die Menge des kohlensauren Kalkes soll in der Regel 5 Prozent nicht übersteigen. Geringe Mengen von Calciumkarbonat sind aber nützlich, da die beim Zersetzen dieses Minerals sich entwickelnde Kohlensäure die Masse porös und geeigneter zum Trocknen macht. Fluorcalcium ist schädlich, da es viel Schwefelsäure verzehrt, durch die entwickelnden Gase die Arbeiten stört und das Gewicht erhöht. Kieselsäure schadet nicht, ist aber nutzlos und überflüssig.

Der Gehalt an Phosphorsäure (P_2O_5) wird meist in Form des berechneten Tricalciumphosphates angegeben. ($Ca_3(PO_4)_2$.) Wenn man den Gehalt an P_2O_5 durch Analyse erhalten hat, so braucht man diese Zahl nur mit 2,183 zu multiplizieren, um den Gehalt an berechnetem Tricalciumphosphat zu bekommen, also z. B.:

$$10 \text{ Prozent } P_2O_5 = 21,83 \text{ Prozent } Ca_3(PO_4)_2.$$

Von Interesse dürften die Formulare einiger Phosphatkontrakte sein, da aus denselben zu ersehen ist, auf welche Eigenschaften des Phosphats die Konsumenten besonders Gewicht legen.

Phosphate Contract.

The Chemical Manure Manufacturers' Association Form.

LONDON,190

To.

Quantity.

We have this day sold to you as Agents for
about tons more or less of

PHOSPHATE,

Quality.

to contain Phosphoric Acid equivalent to a minimum of % Tribasic Phosphate of Lime (calculated on a dry basis, the Phosphate being dried at 212° F.) and no more than % of Oxide of Iron and Alumina combined, Iron Pyrites being excluded. Should, however, the percentage of Tribasic Phosphate of Lime fall short of the above minimum by not more than two units, Buyers to take delivery subject to an allowance of one-fifth of a penny for every unit or part of a unit of Tribasic Phosphate of Lime below %. Should the stipulated percentage of Oxide of Iron and Alumina combined be exceeded by no more than one unit, an allowance to be made of one unit of Phosphate of Lime for every half unit or fraction thereof of Oxide of Iron and Alumina combined in excess of %, but such a deduction is not to count in respect of guaranteed minimum of Phosphate of Lime.

Price and
Destination.

The Phosphate to be invoiced at per unit of Tribasic Phosphate of Lime (calculated upon the total Phosphoric Acid present when dried at 212° F.) and per ton of 2,240 lbs. English (moisture to be deducted from weight) cost, freight and insurance (f.p.a.), to or as near as the ship can safely get, always afloat. The Phosphate to be insured by the Seller at invoice value based upon the guaranteed

minimum percentage of Phosphate less freight, payable on discharge. Any freight paid in advance to be insured by Sellers.

Any compensation for particular average recovered under the policy of insurance to be for Buyers' benefit.

Shipment. The Phosphate to be loaded on board steamer (which is to proceed direct to its destination in the United Kingdom, unless otherwise mutually agreed between Buyers und Sellers) during the month of but a delay of up to ten days not to constitute a breach of Contract. Steamer to have the right to call for coals if required.

Weighing & Delivery. The Phosphate to be weighed when landing at Buyers' works at Buyers' expense (if weighing on board is required same to be for Sellers' or ship's account) and taken from alongside steamer at Buyers' expense and risk, vessel to be discharged according to the custom of the port and at the rate of not less than 300 tons per weather-working day. Buyers to advance and pay freight as vessel discharges (see Payment clause), free of commission for Sellers' account. All commission and/or discount on freight is for Sellers' account. All landing and sampling expenses and port charges on cargo at port of discharge to be for Buyers' account.

Sampling. Under the superintendence of the samplers appointed by Buyers and Sellers, about 1 per cent. of the whole quantity, viz.:—Every hundredth bucket or basket (in regular course of discharge) as it comes from each hatchway out of ship's hold, to be taken as samples, unless otherwise mutually agreed upon by Buyers' and Sellers' representatives. These samples to be put into clean bags or wagons—provided by Buyers—and to be sealed jointly and kept on board under cover until completion of discharge, when they are to be forwarded, still under cover, without delay to Buyers' works (Buyers paying all expenses), where samples for analysis are to be prepared within one week during usual working hours by said samplers in the following manner:—First the Phosphate to be crushed, and fair average samples for moisture Analysis taken therefrom; then the remainder of the crushed Phosphate to be finely ground (the mills being quite clean of extraneous matter) and fair average samples taken therefrom.

Analysis. One set of samples to be immediately sent for analysis to
by the Buyers and another to
by the Sellers, with instructions to send copies of analysis to both parties, and the Phosphate to be invoiced on the mean of the two results, unless there be a difference of more than 1 unit of Phosphate of Lime, and/or $\frac{1}{2}$ unit of moisture, and/or $\frac{1}{2}$ unit of Oxide of Iron and Alumina combined, in which case Sellers to send the third set of samples to be analysed by
to determine the percentage of those ingredients only, wherein said differences are shown, and the mean of the two nearest results to be accepted as final. Chemists to be instructed to determine the percentage of Oxide of Iron and Alumina separately. Cost of third analysis to be divided equally between Buyers and Sellers.

Moisture.	<p>Should the percentage of moisture in moisture sample exceed per cent. an allowance to be made at the rate of one shilling per ton for every unit, or part of a unit, of moisture above the maximum stipulated, but the total allowance in no case to exceed two shillings and sixpence per ton.</p> <p>Any Phosphate found to be ship- or sea-damaged on arrival at port of discharge to be weighed separately, and to be accepted by Buyers without allowance, but excess of moisture in such portion to be deducted from weight.</p>
Payment.	<p>Cash in London against Bill of Lading, copy of Charter-Party, Insurance Policy, and Provisional Invoice, say three-fourths of the amount of such Provisional Invoice, based upon the minimum analysis guaranteed, on arrival of the ship at port of destination and balance against Final Invoice on receipt of analysis, less $2\frac{1}{2}$ per cent. Discount on gross amount of Invoice. The estimated amount of freight, when payable by Buyers for Sellers' account, to be deducted from the Provisional Invoice and form part of the three-fourths payable on arrival of vessel at port of destination.</p>
General Conditions.	<p>Buyers have to adopt and carry out the clauses of the Charter-Party form which shall, if possible, be attached to this Contract but which shall not in any case violate any of the provisions thereof.</p> <p>Should any vessel or vessels declared by Sellers as chartered against this Contract be delayed or lost before reaching loading port or completion of loading, Sellers not to be held responsible for reasonable delay in fulfilling Contract, but if vessel is lost, Sellers to take all possible means to replace same with the least delay, and if not replaced within two months from the date the vessel is posted at Lloyds as lost, Buyers to have the option of cancelling the quantity which the vessel would have carried on this Contract. Should any vessel declared by Sellers as carrying whole or part of Contract quantity be lost or any of the Phosphate be jettisoned, the Contract to be void as regards the Phosphate lost. In case of war, revolutions, strikes of workmen, fire, yellow fever, cholera or other epidemics, cyclones, floods, or any other cause over which Sellers have no control, and which may prevent them shipping or delivering the Phosphate, the shipments or deliveries may be suspended for a period not exceeding three months. Should the impediment still continue after this period, Buyers to have the option of cancelling the portion due but not shipped on the Contract, such option to be declared within ten days after receiving due notice from Sellers, failing which, Sellers to ship as soon as possible after such impediment is removed. Each delivery to stand as a separate Contract.</p>
Arbitration.	<p>All disputes which may arise relating to this Contract shall be submitted to Arbitration under the Rules for the time being of the London Chamber of Arbitration, and such disputes shall be referred to the award of two arbitrators accustomed to the trade, to be selected by the Registrar of the London Chamber of Arbitration.</p>

Florida Phosphat-Kontrakt.

Gültig seit Januar 1895.

Wir

Ihnen heute

Quantität. ca. tons (10 % mehr oder weniger in Verkäufers
Wahl) getrocknetes

Florida Phosphat

Qualität. Dasselbe soll Minimum 75 % dreibasis phosphorsauren Kalk (in trockenem Zustande kalkuliert, nachdem das Phosphat bei 100 ° C getrocknet worden) sowie Maximum 4% Eisenoxyd und Tonerde zusammen (Eisen-Pyrites ausgeschlossen) enthalten. Falls solches Eisenoxyd und Tonerde zusammen 3% überschreiten, soll (nachdem der Wert der Ware festgestellt worden) für diesen Überschuß eine doppelte Vergütung an dreibasis phosphorsaurem Kalk (beginnend von 3 % aufwärts bis 4 %) für jeden Prozentsatz oder Teil eines Prozentsatzes, welcher 3 % Eisenoxyd und Tonerde zusammen übersteigt, eintreten.

Preis. Das Phosphat wird fakturiert zu
per Einheit von dreibasig phosphorsaurem Kalk (in trockenem Zustande
kalkuliert) per Kilogramm.
Der Preis versteht sich Kost, Fracht und Assekuranz (frei von partikularer
Havarie) nach
oder so nahe als das Schiff ohne Gefahr, bei genügendem Wasserstande,
kommen kann.

Verschöpfung. Die Verladung hat zu erfolgen während
aber ein Verzug bis zu zehn Tagen ist nicht als ein Kontraktbruch an-
zusehen.

Wiegen und Lieferung. Die Ladung ist für Käufers Rechnung und Gefahr an Bord zu wiegen und von Schiffsseite zu empfangen. Das Schiff ist laut Hafenusage zu entladen, aber nicht weniger als durchschnittlich 250 tons per Werk- und Wittertag. Landungskosten, Spesen für Musterziehen und etwaige Hafenabgaben auf die Ware im Entlöschungshafen sind vom Käufer zu zahlen. Für Teilladungen haben Verkäufer das Recht, Verwieger für Käufers Rechnung zur usancemäßigen Taxe zu ernennen.

Musternahme und Analyse. Muster sind unter Überwachung durch die vom Verkäufer und Käufer ernannten Vertreter zu ziehen, und zwar ca. 1 % von der Ladung, nämlich: jeder hundertste Eimer oder Korb, in regelmäßiger Reihenfolge, wie die Ware aus jeder Luke entläßt wird, wird als Muster zurückbehalten, wenn nicht anders zwischen Verkäufers und Käufers Vertretern vereinbart worden. Die Muster sind in reine Säcke (vom Käufer zu stellen) zu füllen, beiderseitig zu versiegeln und an Bord (bedeckt) bis zur Beendigung der Entlössung aufzubewahren, worauf dieselben (noch immer bedeckt) ohne Verzug nach Käufers Werken gesandt werden (in welchem Falle Käufer alle Auslagen bezahlen) oder, falls Käufers Werke nicht in der Nähe des Hafens gelegen sind, nach Wahl der Verkäufer nach anderen Werken in der Nähe des Entlössungshafens (in welchem Falle Käufer und Verkäufer die Kosten teilen), wo innerhalb einer Woche

während der gewöhnlichen Arbeitsstunden Muster für die Analysen von den genannten Vertretern in der folgenden Weise präpariert werden: Zuerst werden die Stücke gebrochen, davon faire Durchschnittsmuster zwecks Feststellung der Feuchtigkeit genommen, der Rest des gebrochenen Phosphats wird alsdann fein gemahlen (wozu die Mühlen ganz frei von fremden Stoffen sein müssen) und faire Durchschnittsmuster davon gezogen. Diese Muster sind behufs Analysierung an

vom Käufer und an

vom Verkäufer zu

senden mit der Weisung, beiden Parteien Kopien der Analysen zu übermitteln, und das Mittel der beiden Resultate (in trockenem Zustande kalkuliert) ist für die Faktura maßgebend, wenn nicht eine Differenz von mindestens 1 % im dreibasig phosphorsauren Kalk vorhanden ist, in welchem Falle ein drittes Muster durch

auf diesen Bestandteil analysiert werden muß. Das Mittel der beiden am nächsten liegenden Resultate in trockenem Zustande ist als endgültig anzunehmen. Die Kosten der dritten Analyse sind zu teilen. Die beim Trocknen bis auf 100 ° C konstatierte Feuchtigkeit ist vom Gewicht abzuziehen. Phosphat, welches bei Ankunft im Entlöschungshafen Schiff- oder See-beschädigt befunden wird, ist vom Käufer ohne Vergütung zu akzeptieren, aber der Überschuß an Feuchtigkeit (laut Separatanalyse) in einer solchen Partie ist vom Gewicht abzuziehen.

Zahlung. Kassa in London oder im Entlöschungshafen, in Verkäufers Wahl, gegen Konnossement, Charterpartie, Assekuranzpolice (oder Lieferschein) und provisorische Faktura, drei Viertel der letzteren bei Ankunft des Schiffes im Bestimmungshafen und der Rest gegen Schlußfaktura bei Empfang der Analysen abzüglich 1 % Diskonto auf den Bruttobetrag der Faktura. In der provisorischen Faktura ist der Wert des Phosphats anzunehmen auf Basis des garantierten Minimums, alsdann der voraussichtliche Betrag der vom Käufer zu bezahlenden Fracht abzuziehen und dann die besagten drei Viertel vom Saldo zu berechnen.

Allgemeine Bedingungen. Die Käufer haben die Klauseln der üblichen Charterpartie zu akzeptieren und auszuführen. Irgendwelche Kommissionen auf die Charter sind zu Verkäufers Gunsten.

Sollte ein Schiff oder Schiffe, welche von den Verkäufern zur Erfüllung dieses Kontraktes oder eines Teiles desselben deklariert sind, Verzug erleiden oder verloren gehen, bevor der Ladehafen erreicht oder die Ladung komplettiert ist, so sind Verkäufer für die daraus resultierende Verzögerung in der Erfüllung des Kontrakts nicht verantwortlich. Sollte ein Schiff oder Schiffe, welche laut Deklaration der Verkäufer Ware gegen diesen Kontrakt oder einen Teil desselben geladen haben, während der Reise verloren gehen, so ist der Kontrakt mit Bezug auf solches Quantum annulliert, in welchem Falle alle Verschiffungsdokumente dem Verkäufer gegen Rückzahlung des eventuell gemachten Vorschusses zu retournieren sind. Dasselbe gilt für alle während der Reise über Bord geworfene Ware. Im Falle von Krieg, Revolution, Streik, gelbem Fieber, Cholera

oder anderen Epidemien, sowie Zyklonen, Überschwemmungen, Erdbeben oder irgendwelchen anderen Ursachen, über welche Verkäufer keine Kontrolle haben, und welche sie verhindern, diesen Kontrakt oder einen Teil desselben in der stipulierten Zeit zu erfüllen, haben Verkäufer sowohl wie Käufer die Option, den Kontrakt für solche Quantitäten zu annullieren, indem sie innerhalb 14 Tagen, nachdem die Käufer von solchem Verzuge benachrichtigt worden sind, davon schriftlich Notiz geben.

Jede Lieferung gilt als ein separater Kontrakt für sich.

Alle Differenzen, welche mit Bezug auf diesen Kontrakt entstehen könnten, sollen einem Schiedsgericht unterworfen werden, unter den zurzeit geltenden Bestimmungen der London Chamber of Arbitration, und sollen solche Differenzen dem Urtheilsspruch zweier durch den Registrar der London Chamber of Arbitration zu ernennenden Schiedsrichter, welche für den Fall der Uneinigkeit einen Obmann wählen, unterbreitet werden, und ist solcher Schiedsspruch von beiden Parteien als gerichtlich bindend anzusehen.

London,..... 189

London,..... 189.....

Gafsa Phosphate Contract.

M

Quantity. We have this day Sold to you, for account of The Compagnie des Phosphates et du Chemin de fer de Gafsa (of Paris), Messrs. Naylor, Benzon & Co., Ltd., Agents, about

tons (10 per cent. more or less, Sellers' option) of DRIED GAFSA PHOSPHATE.

Quality. Phosphate to contain in dried state (at 212° Fahrenheit) Phosphoric Acid equivalent to a minimum of 58 per cent. of Tribasic Phosphate of Lime. Should the percentage of Phosphate Fall short of the above minimum by not more than three units, Buyers to take delivery with an allowance at the rate of $\frac{1}{8}$ penny per unit or fraction thereof. In the event of the Oxide of Iron and Alumina exceeding 2 per cent., Buyers to accept the Phosphate, but an allowance to be made after the value per ton of Phosphate has been ascertained, at the rate of the value of two units or fraction thereof of Phosphate for the excess unit or fraction over 2 per cent. of Oxide of Iron and Alumina combined up to 3 per cent., beyond which point Buyers have option of rejection. If the percentage of moisture in any parcel exceeds 5 per cent., Buyers are to take delivery, but an allowance is to be made them of 2s. per ton.

	Any Phosphate found to be ship or sea damaged on arrival at port of discharge to be accepted by Buyers without allowance, but excess of moisture in such portion to be deducted from weight.
Price.	The Phosphate to be invoiced on result of mean analysis, in dried state, at the price of per unit of Tribasic Phosphate of Lime per ton, cost, freight and insurance F. P. A. to or as near thereto as vessels can safely get always afloat.
Shipment.	Shipment to be made from Sfax (Tunisia), by Steamer, as Sellers can arrange and tonnage may be found. Sellers have the right to allow the vessel or vessels to load and discharge other cargo at any other port or ports.
Weighing & Delivering.	For Buyers' account at port of discharge, in presence of Sellers' representatives. The Phosphate to be taken from ship's side as fast as vessel can discharge as customary.
Sampling & Analysis.	At port of discharge under the superintendence of the samplers appointed by Buyers and Sellers, about 1 per cent. of the whole quantity to be taken, unless otherwise mutually agreed upon by Buyers' and Sellers' representatives. These samples to be put into clean dry bags—provided by Buyers—and to be sealed jointly, to be forwarded, under cover, without delay to Buyers' Works, where samples for Analysis are to be prepared at Buyers' expense within one week during usual working hours by said samplers in the following manner:— First the Phosphate to be crushed, and fair average samples for moisture Analysis taken therefrom; then the remainder of the crushed Phosphate to be finely ground (the mills being quite clean of extraneous matter) and fair average samples taken therefrom. Analysis in the laboratory of . . . for the Buyers, and in the laboratory of for the Sellers, and the mean of the two results, calculated on a dry basis, to be adopted for the Invoice, unless there be a difference of more than 1 per cent. in the Phosphate of Lime, in which case a third Analysis of this ingredient is to be made in the laboratory of Dr. Bernard Dyer and the mean of the two nearest results (on dry basis) is to be taken as final. Cost of third Analysis to be divided. Mean moisture found in moisture samples by drying at 212° Fahrenheit to be deducted from weight.
Payment.	Cash in London against Bill of Lading, Charter-Party, Insurance Policy or at Sellers' option against Delivery Order—, and Provisional Invoice; three-fourths of the latter on arrival of ship at port of destination, and balance against Final Invoice on receipt of Analysis. In the Provisional Invoice the value of the Phosphate to be based on minimum of guarantee, then the estimated amount of freight payable by Buyers to be deducted, and the said three-fourths to be calculated on the balance. Discount 2½ per cent.
General Conditions.	Buyers have to adopt and carry out the clauses of the Charter-party; any benefits on Charter being for Sellers' account. Should any vessel or vessels declared by Sellers as chartered against this Contract be delayed or lost before reaching loading port or before com-

pletion of cargo, any delay in shipment arising therefrom not to constitute breach of contract.

Should any vessel or vessels declared by Sellers as carrying whole or part of this Contract be lost, the Contract to be void for such portion, and all shipping documents to be returned to Sellers in exchange for repayment of advance, if any, made against same. The same conditions apply to any quantity of Phosphate jettisoned on the journey.

In the event of war, revolution, strikes, fires, epidemics, cyclones, inundations, earthquakes, or any other causes over which Sellers have no control, preventing them from fulfilling this Contract as a whole or in part within the time specified above, both Sellers and/or Buyers to have the option of cancelling the Contract for such quantity by giving written notice within 14 days after such delay has been duly notified to Buyers. Each shipment to stand as a separate Contract.

Any dispute arising out of this Contract shall be settled by Arbitration in London in the usual way by arbitrators accustomed to the trade, the award at the instance of either party to be made a rule of Court.

Hamburg,

N

Wir bestätigen Ihnen für Rechnung der Pacific Phosphate Company Limited, London, verkauft zu haben:

Menge: ca.: Ocean- und/oder Nauru-Phosphat, 10% mehr oder weniger in Verkäufers Wahl.

Verschiffung: direkt oder indirekt nach Verkäufers Wahl, nur größere Umwege muß Käufer erst genehmigen, in den Monaten

oder so nahe daran wie Schiffe zu haben sind. Eine Abweichung bis zu 10 Tagen ist ohne weiteres erlaubt.

Verkäufer hat das Recht, mit einem oder mehreren Dampfern, auch in Beiladung, zu verladen.

Preis:

per Prozent dreibasisch phosphorsauren Kalk und kg, cif.

Gehalt: oder so nahe, als das Schiff sicher, ohne zu gründen, kommen kann. mindestens 80% dreibasisch phosphorsauren Kalk (berechnet aus der Gesamtphosphorsäure bei 100° Celsius) haltend.

Wenn wider Erwarten der Gehalt der Ware, berechnet bei 100° Celsius unter 80%, auskommen sollte, so tritt für jedes Prozent des Untergehaltes ein Preisfall von ein, Bruchteile werden im Verhältnis gerechnet, 78% ist endgültiger Mindestgehalt.

Wenn der Gehalt der Ware an Eisenoxyd und Tonerde $1\frac{1}{2}\%$ übersteigen sollte, so wird für den Überschuß eine Vergütung geleistet, im Verhältnis des Wertes von 2% phosphorsaurem Kalk für 1% Eisenoxyd und Tonerde, Bruchteile im Verhältnis gerechnet; 2% gilt als Höchstgehalt.

Wiegen und Ablieferung: Das Phosphat ist vom Käufer für seine Rechnung und Gefahr — ohne irgendwelche Kosten für Verkäufer — an Bord während der Entlöschung zu wiegen und abzunehmen, so schnell das Schiff liefern kann. Eventuelle Einfuhrspesen, Hafenkosten usw., soweit sie die Ladung betreffen, sind zu Käufers Lasten.

Bemusterung: Die Probenahme erfolgt an Bord während der Entlöschung unter Aufsicht der Käufer und Verkäufer bzw. deren Vertretern. Zwei Prozent — 2% — also jeder fünfzigste Behälter, wie er aus dem Raume des Schiffes kommt, ist in reine, vom Käufer zu stellende Säcke zu füllen, welche gemeinschaftlich zu versiegeln, bis zur Beendigung der Entlöschung gut geschützt an Bord aufzubewahren, und dann zur Mühle

zu schaffen sind, wo sofort nach beendigter Entlöschung des Seeschiffes die Bereitung der entscheidenden Proben stattzufinden hat unter Aufsicht von Käufer und Verkäufer oder deren Vertretern. Im rohen Zustande, bzw. soweit notwendig gebrochen, sind von dieser Probenmenge nach gehöriger Durchmischung drei Feuchtigkeitsmuster zu nehmen, darauf ist die ganze Probe fein zu mahlen und werden dann fünf Qualitätsmuster gezogen. Beide Musterarten sind gemeinschaftlich zu versiegeln. Die Kosten der Probenahme und Probearbeitung trägt der Käufer.

Beschädigung und Feuchtigkeit: Sollte ein Teil der Ware sich als schiffs- und/oder seebeschädigt herausstellen, so sind von diesem Teile nur besondere Feuchtigkeitsmuster zu ziehen, und ist die Mehrfeuchtigkeit vom Gewicht zu kürzen. Vergütung von Trocknungskosten findet nicht statt.

Analysen Die Analysen sind anzufertigen von Dr. H. Gilberts Laboratorium, Hamburg, für Käufers, und von Dr. O. Piepers Laboratorium, Hamburg, für Verkäufers Rechnung.

Jeder Chemiker erhält:

- a) ein Feuchtigkeitsmuster, um darin durch Trocknen bei 100° Celsius die Feuchtigkeit zu bestimmen, welche bei Aufmachung der Rechnung vom Gewichte abzusetzen ist, und
- b) ein Qualitätsmuster, zur Bestimmung der Phosphorsäure, entsprechend dreibasisch phosphorsaurem Kalk, und Eisenoxyd und Tonerde getrennt, bei 100° Celsius.

Schiedsanalyse. Das Mittel der Befunde kommt zur Berechnung; falls dieselben indessen um mehr als ein Prozent — 1% — dreibasisch phosphorsauren Kalk und/oder $\frac{1}{2}\%$ Eisenoxyd und Tonerde abweichen, so ist aus dem dritten Muster eine Analyse von Dr. Weiß, Hamburg, für den abweichenden Bestandteil anzufertigen und gilt dann das Mittel der beiden Befunde, welche einander am nächsten sind. Jede Seite bezahlt ihren Chemiker, die Kosten der ev. dritten Analyse werden gemeinschaftlich getragen.

Bemerkungen. Für Garantie und Berechnung ist der Durchschnittsgehalt der ganzen Ladung bzw. Teilladung maßgebend, von welcher geliefert wird.

Wenn ein Schiff verloren gehen sollte, nachdem es gegen diesen Vertrag oder einen Teil desselben angedient ist, bevor es den Ladehafen erreicht oder die Ladung beendet hat, oder wenn es verspätet im Ladehafen eintrifft, so sind Verkäufer für ev. Verzögerung in der Erfüllung dieses Vertrages nicht verantwortlich und kann Käufer wegen der dadurch bzw. durch Beschaffung eines anderen Schiffes verursachten Verspätung der Abladung keinerlei Ansprüche erheben oder den Vertrag aufheben. — Wenn Ware auf der Reise vom Lade- zum Löschhafen verloren geht, so gilt der Vertrag für das Verlorene als aufgehoben. — Wenn Feuer, Ausstände und Entlassungen, Seuchen, Überschwemmungen, Krieg oder irgendwelche andere vorstehend nicht genannte unvorgesehene Umstände die Förderung oder Verschiffung des Phosphates innerhalb der vorgeschriebenen Zeit behindern sollten, was Verkäufer dem Käufer möglichst schnell anzudienen hat, so steht es dem Käufer sowohl wie dem Verkäufer frei, den Vertrag im betr. Umfange aufzuheben durch sofortige bzw. umgehende schriftliche Anzeige solchen Entschlusses, falls dies nicht geschieht, haben Verkäufer das Recht einer dreimonatigen Nachlieferungsfrist. Jede Lieferung bzw. Abladung gilt als besonderer Schluß.

Der Käufer hat die Bestimmungen des Frachtvertrages anzuerkennen und zahlt gemäß desselben die Fracht, welche in der Rechnung abgesetzt wird, falls Verkäufer nicht erklärt, dieselbe zahlen zu wollen.

Schiedsgericht. Etwaige Streitigkeiten, welche diesen Vertrag betreffen, sind durch Schiedsgericht in Hamburg in gebräuchlicher Weise zu entscheiden.

Zahlung. Dreiviertel der vorläufigen Faktura, nachdem die ungefähre Seefracht abgezogen ist, sind zahlbar am Erfüllungsorte Hamburg bar bei Ankunft des Schiffes im Entlöschungshafen, der Rest bei Erteilung der endgültigen Faktura. Bei Teilladungen sind Dreiviertel der vorläufigen Faktura in gleicher Weise ohne Abzug von Fracht, welche in diesem Falle vom Verkäufer beglichen wird, zu zahlen.

Geschichtliche und statistische Mitteilung.

Die Geschichte der Phosphate als Düngemittel ist kurz folgende: Schon die Araber benutzten nach einer Nachricht von Edrisi (1154) zum Düngen der Äcker Guanolager ihrer Küste. Im zwölften Jahrhundert verwandten bereits die Peruaner Guano zum selben Zweck. Den großen Wert, den die Peruaner auf diese Vorkommen legten, ersieht man unter anderem daraus, daß zur Zeit der Inkakönige (1100—1533) jedem bei Todesstrafe verboten war, während der Brutzeit die Inseln zu betreten. Es geschah dies, damit die Vögel nicht erschreckt und von ihren Nestern vertrieben wurden. Die Todesstrafe bedrohte auch den, welcher einen dieser Vögel erschlug.

In England benutzte man bis 1841 zur Herstellung von Phosphatdüngemittel fast ausschließlich die Knochenabfälle der Knopf- und Messerindustrie; in Sheffield teils auch die Reste der Knochenkohle aus den Zuckerraffinerien. Der Wert dieser Knochenabfälle wurde von den Landwirten immer mehr gewürdigt und kaufte die englische Industrie bald aus der ganzen Welt alle erreichbaren Knochen (auch Menschenskelette aus alten Gräbern) auf. Gegen 1860 wurden so in England allein 100 000 Tonnen Knochen eingeführt (nach Jumeau).

Den günstigen Einfluß dieser Knochen auf den Ackerboden vermutete man früher in organischen Beimengungen. Erst seit 1840 wußte man, daß die gute Wirkung dieser Knochenreste auf das Gedeihen der Pflanzen einem anorganischen Bestandteil, dem Calciumphosphat zuzuschreiben ist. In demselben Jahre zeigte auch Liebig, daß durch Schwefelsäure aufgeschlossenes Calciumphosphat eine viel größere Wirkung auf das Wachstum der Pflanzen ausübte, als nicht aufgeschlossenes. Im folgenden Jahre begann darauf die Verwendung der Mineralphosphate und gleichzeitig die Einführung des Peruguano. Hiermit war eine neue chemische Industrie, die Superphosphatindustrie, geschaffen.

Die Weltproduktion der Mineralphosphate war nach Ingalls, The Mineral Industry during 1909, folgende (in Tonnen à 1000 kg):

	1904	1905	1906	1907	1908
Algier	344 969	334 784	333 531	315 000	452 060
Belgien	202 480	193 805	152 140	180 000	198 030
Canada	832	1 180	?	680	1 622
Frankreich	423 521	476 720	469 408	375 000	485 607
Holl.-Westindien	22 764	22 940	26 138	—	—
Norwegen	1 456	2 522	3 482	1 830	—
Rußland	20 282	20 585	13 891	?	?
Schweden	2 929	—	—	5 317	—
Spanien	3 305	1 370	1 300	3 078	4 483
Tunis	455 789	559 645	796 000	1 040 300	1 300 500
Ver. Staat. von Nordamerika	1 904 419	2 135 449	2 085 586	2 251 450	2 413 150

Register.

A.

Abundancia-Grube 328.
 Addington 63, 290.
 Aden 167.
 Adirondack 67, 69.
 Adelpiskoi 177.
 Aegypten 363.
 Athen 37.
 Azusa 197.
 Aushach 35.
 Augstein 35.
 Azua Saja 156, 157.
 Aylmer 299, 301.
 Ain-Arid 351.
 Ain-Baba 351.
 Ain-Dibba 352, 354.
 Ain-Kisan 352, 354.
 Ain-Ksar 350.
 Ain-Mass 357.
 Ain-Miaderès 361.
 Aschad 276, 284.
 Aschad 71, 161, 298, 375.
 Aschad 33.
 Aschad 232.
 Aschad 188.
 Aschad-Insel 73.
 Aschad-Insel 72.
 Aschad 33.
 Aschad 338.
 Aschad 327.
 Aschad-Insel 71.
 Aschad 216.
 Aschad 76.
 Aschad 226, 269, 273, 344, 349.
 Aschad 4, 46, 79, 82.
 Aschad 231.
 Aschad 2-2.
 Aschad 339.
 Aschad 63, 66.

Allaktén 251.
 Alleghanies 161.
 Allendorf 299, 303.
 Allersboden 302.
 Almeria 232.
 Alpine-Distrikt 73.
 Alta Vela 272, 396.
 Altendiez 299.
 Altenhausen 312.
 Amador 162.
 Amberg 312.
 Amo 63.
 Ampe 55, 60, 81.
 Amsterdam 146.
 Ancona 188, 193.
 Andalusien 232.
 Andarahy 149.
 Angaur 404.
 Angras Juntas 138.
 Antinoro-Grube 209.
 Antwerpen 146.
 Aostatal 44.
 Appalachegebirge 161.
 Apsley (Ontario) 66.
 Aps 230.
 Aps 401.
 Aps 197.
 Aps 239.
 Aps 187.
 Aps 232.
 Aps 325.
 Ardennes 322.
 Arena-Goldfeld 167.
 Arfurt 299, 300.
 Argunfluß 227.
 Arige 325.
 Arige 162, 269, 273, 385.
 Arige 41.
 Arige 322.
 Arige 339.
 Arige 39.

Aruba 270, 392, 439.
 Asada-Mine 250.
 Aschabad 252.
 Aserbeidshan-Distrikt 252.
 Asmariberge 252.
 Assaro 197.
 Atlasgebirge 253.
 Aude 325.
 Aumenau 299.
 Auxon 323.
 Avallon 323.
 Avalo-Insel 397.
 Avellino 193.
 Aves-Inseln 393.
 Aveyron 324.
 Awisawella 55.

B.

Bachta 48.
 Bagagem 152, 156, 157, 158.
 Bagerovneie 275, 284.
 Bagnasco 41.
 Bahia 147, 149, 150, 159, 181.
 Bahia de la Independencia 419.
 Bahia del Chipena 418.
 Baker-Insel 412.
 Baladin 178.
 Baluchistan 252.
 Bamle 275, 282, 283.
 Banda 406.
 Banaganpilly 174.
 Bandekhand 171, 175.
 Bandju Irang 169.
 Banks 161.
 Bannockburn-Distrikt 77.
 Baraga-Distrikt 72.
 Barbuda 395.
 Barina 190.
 Barito 169.

- Barkley-West 97, 121, 132.
 Barreiros 74.
 Bartow 161.
 Basses-Alpes 230.
 Basses-Pyrénées 325.
 Batesville 385.
 Beaufort River 370, 371.
 Beaume 323.
 Beauquesne 322.
 Beauval 269, 270, 319, 322, 438.
 Beaver 245.
 Beaver-Distrikt 73.
 Bebedouro 149, 150.
 Bedford 334.
 Bedfordshire 335.
 Beechworth-Distrikt 167.
 Béja 355.
 Belgien 273, 313, 442.
 Bel Imur 350.
 Bellary 174.
 Bellicourt 322.
 Belmez 333.
 Bembezi River 135.
 Benedego 79.
 Benevento 193.
 Bengalen 171.
 Bensdorf 312.
 Berestowa 50.
 Bergen 315.
 Berghausen 299.
 Berging 35.
 Berks-Distrikt 71.
 Berlin 145, 146.
 Bernsbach 299.
 Berseba 135, 136, 138.
 Berwyn-Mine 334.
 Biélaña 46.
 Biella 45.
 Big River 166.
 Bilachfluß 35.
 Biliran 252.
 Bingera 164, 165, 167.
 Birgoutchi-Khail 227.
 Birin 349.
 Birlenbach 299.
 Bissersk 177.
 Björdammen 275.
 Black and William-Mine 370.
 Black Creek 366.
 Black Donald-Mine 66.
 Black Engle 72.
 Blackfoot 162.
 Black Rock-Wüste 243.
 Blankenburg 312.
 Blasbach 299.
 Blauer Dreh 138.
 Bloemhof 132, 134.
 Bly-Mine 69.
 Bogenfels 140, 142.
 Boggione 187.
 Boggy Camp 166.
 Boghar 349.
 Bohorodczany 236.
 Bohumilitz 79.
 Bois d'Havre 316.
 Bolivien 397, 427.
 Bologna 186, 188.
 Bolton 370.
 Bonaire-Insel 392.
 Bonin-Inseln 400, 429.
 Bonn 111.
 Bopple Mount 77.
 Boratella 188.
 Bordj-bou-Arréridj 349.
 Bordj-Redir 350.
 Bordonaro-Grube 210.
 Borella 188.
 Bormidatal 41, 44.
 Borneo 168, 181.
 Bornholm 344.
 Borrowdale 50.
 Boser Hill 73.
 Boshof 122, 123.
 Boshof-Distrikt 105.
 Botogilsky-Golez 4, 46.
 Boulonnais 318.
 Bowman 290, 295.
 Bozouls 324.
 Bradley-Mine 370.
 Brandenburg 312.
 Brasilien 74, 147, 181, 397, 434.
 Braune 27.
 Braunschweig 306, 312.
 Breitenstein (Semmering) 36.
 Breitscheid 299.
 Briansk 343.
 Brilon 267.
 Britisch-Columbien 63, 66.
 Britisch-Guayana 159.
 Britisch-Ostafrika 76, 92.
 Britisch-Südafrika 76, 90, 124, 132.
 Britstown 143.
 Broad River 370.
 Browse 417.
 Brüssel 146.
 Brunn 34.
 Brusin 54.
 Brutta Comba 43.
 Brynetown 364.
 Buckingham 63, 290, 291, 296.
 Budweis 22.
 Büddenstedt 306.
 Buffalo River 382.
 Buller-Distrikt 77.
 Bull River 370, 371.
 Bultfontein-Grube 97, 115, 119, 130.
 Bungo 250.
 Burke 161.
 Burlington 162.
 Buonpensiero-Nadur 202.
 Busca 188.
 Butte 162.
- C.
- Cabb 161.
 Cabernardi 188, 192.
 Cabo de Gata 274, 288, 429.
 Cabo Robo 428.
 Caceres 329.
 Cáceres 326.
 Cadiz 231.
 Cafabri 192.
 Caja de Muertos 428.
 Calabrien 193, 195, 255.
 Calafato 211.
 Calcaroni 192.
 Calcasien River 237.
 Caleta de Mejillones 419.
 Caleta de Pabellon 419.
 Californien 73, 161.
 Caltanissetta 186, 197, 203, 207, 210.
 Camastra 210.
 Cambridge 334, 337.
 Cambridgeshire 335.
 Camerata 202.
 Camiguin 252.
 Campanien 193.
 Campobello 197.
 Campos 232.
 Canada 162, 269, 273, 274, 289, 429, 431, 437.
 Cangfort 79.
 Cannavieiras 152.
 Canôas 156.
 Cañon Diablo 179.
 Cape Colony 144, 145.
 Capo d'Arso 208, 209, 211.
 Carapepe 197.
 Carbon-Distrikt 73.
 Carcote 178.
 Carfini 187.
 Carjac 324.
 Carnarvon-Distrikt 143.
 Carolina 73.
 Carrara 45.
 Carrol 161.
 Cartersville 73.
 Casabona 195.
 Casalbono 188.
 Casino 187.

Cass County 162.
 Castelli-Grube 209.
 Castelluzzo 43.
 Casteltermini 197, 202, 203,
 209.
 Castro (Dept.) 74.
 Castrogiovanni 197, 211.
 Catalao 158.
 Catania 197, 219, 220, 226.
 Catanzaro (Provinz) 195.
 Cattolica 197, 209.
 Caylus 323, 433.
 Ceclavin 333.
 Centerville 380.
 Centinela 394.
 Central-Tibet 61.
 Centuripe 197.
 Cesana 191.
 Cesenato 188, 190.
 Chaffee-Distrikt 73.
 Chapada Diamantina 149.
 Charitono 177.
 Charkow (Gouv.) 260.
 Charleston 370.
 Chartago (Tenn.) 79.
 Château-du-Loir 323.
 Chécliff 347.
 Cher 323.
 Chesterville 79.
 Chile 74, 252, 397, 427.
 Chiloé-Insel 74.
 Chilson Hill 68, 81.
 Chilson Lake 69.
 China 175, 401.
 Chinchas-Inseln 417, 419,
 438.
 Chipanaberg 418.
 Chisholm's Island 370.
 Choppakanda 61.
 Christiana 132.
 Christmas Island 398.
 Cianciana 197.
 Cilli 232.
 Cimicia 298.
 Cipy 316.
 Clansayes 325.
 Clarendon 417.
 Clay-Distrikt 71.
 Clayton 161.
 Clear Lake 295.
 Clermont County 162.
 Clot di Boulard 44.
 Coahuila 247.
 Coatopa 376.
 Cocaës 154.
 Colesberg-Distrikt 105.
 Colfax-Distrikt 72.
 Colle Croce 213.
 Colle Rotondo 209.
 Cologne 322.

Colombo 86.
 Colorado 73.
 Columbia 367.
 Columbus 373.
 Comba Oscura 43.
 Comerio 196.
 Comitini 197.
 Compitello 188.
 Concepcion del Oro 13, 398.
 Conception Bay 138, 141.
 Condapetta 174.
 Conejos 247, 256.
 Conil 231.
 Connerre 323.
 Constantine 226, 349, 363.
 Cooper River 370.
 Coorg 61.
 Coosaw River 370, 371.
 Cope's-Newstead-Creek 166.
 Copeton 166.
 Coral Rag 335.
 Coramis 252.
 Cordilleren 252.
 Corina 167.
 Corrego Curralinho 74.
 Cosby's Creek 179.
 Costa 211.
 Côte-d'Or 322.
 Cotrone 195.
 County 290.
 Cove Creek 245.
 Cozziola 45.
 Cozzo Tondo 210.
 Crasta 299.
 Creecy-Ponthieu 322.
 Crescimanno 208.
 Crose Hill-Mine 291.
 Crown Point Centre 69.
 Cuba 397.
 Cubach 299, 302.
 Cuddapah 173.
 Cudgegong 164.
 Cuesmes 316.
 Cumberland-Distrikt 72.
 Cumberland Sound 67.
 Cumiana 42.
 Cummoek 51.
 Cunnapurty 174.
 Curaçao 270, 389, 439.
 Curlu 322.
 Cusereoli 191.
 Custer 72.
 Czarkow 229.
 Czuoizitz 31.

D.

Dade City 367.
 Dagestan 227.
 Dahra 347.

Dale-Distrikt 377.
 Damly 229.
 Dandaraga 417.
 Dane County 162.
 Dappach 34.
 Dardanellen 251.
 Darmstadt 312.
 Dayton 376.
 Dean-Kanal 66.
 De Beers-Grube 95, 96, 97,
 101, 103, 106, 107, 108,
 112, 114, 115, 116, 117,
 129.
 Deben 338.
 Decatur 381, 384.
 Deer Lodge County 162.
 Dehn 299, 301.
 Dekkan 171.
 Delegate 167.
 Delia 197, 201, 209.
 Del Norte 162.
 Delports Hope 132.
 Denholm 290.
 Des Arriège (Dept.) 54.
 Desideria-Gellivare 288.
 Desna 343.
 Deutsch-Ostafrika 75.
 Deutsch-Südwestafrika 92,
 428.
 Dextertgraben 302.
 Dharapagarh 61.
 Diamantina 147, 152.
 Dietmannsdorf 38.
 Diez 299.
 Dill 299, 433, 440.
 Dillon 73.
 Dinas Mowddwy 332.
 Disko 80.
 Dissay 323.
 Dixon-Mine 68.
 Djebel Atrā 361.
 Djebel Berol 361.
 Djebel-bou-Thaleb 363.
 Djebel Daglu 357.
 Djebel Dyr 352.
 Djebel Kouif 352, 354.
 Djebel Mrata 361.
 Djebel Mzita 349.
 Djebel Nechar 350.
 Djebel Redeyoff 361.
 Djebel Ressay 355.
 Djebel Tarfa 350.
 Djebel Tumai 347.
 Djebel Usdum 251.
 Djebel Zaghouan 355.
 Djimara 49.
 Djului 169.
 Dniester 341.
 Dörnten 312.
 Domaipali 61.

Domvast 322.
 Don 343.
 Dores de Atterado 156.
 Dornigliosi 43.
 Doornkloof 76.
 Douglasbucht 410.
 Douradinhos 156.
 Dowagiac 162.
 Dresden 68, 69.
 Dreuil-Hamel 322.
 Drie Kopjes-Grube 110.
 Drôme 325.
 Drummond-Station 76.
 Dschennur 174.
 Dschinon 174.
 Dusk River 381.
 Dürnitzbühl 33.
 Dundee 77.
 Dundret 286, 431.
 Dunedin 417.
 Dunkelsteiner Berg 35.
 Duplin 373.
 Durance 230.
 Du Toits-Pan-Grube 97,
 101, 106, 115, 119, 130.
 Dzimarsk 49.
 Dzwiniacz 236.

E.

Eagle 162.
 Easter Cliff Field 141.
 Echungu 167.
 Edelsberg 299.
 Edisto River 370, 371.
 Edwards County 428.
 Ehringshausen 299.
 Ekkartsberg 35.
 Ekorrsveds-grufvan 52.
 Eisenkante 303.
 Elandsfluß 116.
 El-Bey 354.
 Eldorado 162.
 Elefantenkopf (Berg) 140.
 El-Guerrah 351.
 Elisabeth-Bucht 141, 142.
 Elisabeth-Insel 415.
 El-Kamah 351.
 El-Kebir 354.
 Elkerhausen 299, 302.
 Ellore 174.
 El Paso County 246.
 El Porvenir 248.
 Elsenreith 36.
 Ely 337, 443.
 Emerald-Mine 291.
 Emerson 73.
 Enden 276, 284.
 Enderburg-Insel 415.

Ensenada de Chiquinaha 419.
 Erdbach 299.
 Esmeralda-Grube 328.
 Essequibo 160.
 Essersau 302.
 Essex 67, 68, 338.
 Estrella 329.
 Estremadura 269, 274, 288,
 326, 329, 432.
 Etaves 322.
 Etchu 62.
 Eun-san 62.

F.

Fanning-Insel 415.
 Fauquembergues 318.
 Favara 197, 207.
 Faxon-Mine 68.
 Feu-schui-ling 176.
 Feis 405.
 Feistritz 34.
 Feriana 357.
 Fernvale Springs 381.
 Ferté-Bernard 323.
 Finkenberg 111.
 Firenze 186.
 Fishburne's Mine 371.
 Fiskus Bleck Claims 141.
 Five Star Creek 160.
 Florida 269, 273, 298, 364,
 369, 439, 443, 450.
 Floristella 209, 213.
 Fogne 275, 277, 281.
 Forlì 188, 193.
 Formignano 188, 191.
 Formosa 249.
 Forsyth 161.
 Forteen Streams 132.
 Fort Tejon 73.
 Fosso 188.
 Fraim 32.
 Franca 156.
 Franchetti 208.
 Franklin 161.
 Franklin-Distrikt 72.
 Frankreich 273, 318, 433.
 Frank Smith-Mine 99, 108,
 114, 121.
 Fratting 32.
 Freemantle 167.
 Freienfels 299.
 French Creek 73.
 Fresno-Distrikt 73.
 Fresnoy-le-Grand 322.
 Friedrichroda 53.
 Frontenac 63, 290, 296.

Froste 275, 284.
 Fuchevillers 322.
 Fűrholz 36.

G.

Gaetani 211.
 Gaffney 73.
 Gafsa 346, 358, 363.
 Galizien 234.
 Gallizzi 209, 213.
 Gallo 191.
 Galveston 237.
 Gambach 299.
 Gamboafuß 74.
 Gandicotta 174.
 Ganges 171.
 Gani Coulour 174.
 Gansviks-gratigruvvan 52.
 Garbenheim 299.
 Gard 325.
 Gebrandten 303.
 Geiersberg 35.
 Gelberberg 303.
 Gellivare 286, 288, 431.
 Geoktepe 229.
 Georgia 73, 161, 376.
 Gessolungo 211.
 Gessolungo-Trigona 204,
 212, 257.
 Gföhl 34, 36.
 Gibellina 197, 208, 210.
 Gibeon 135, 136.
 Gibia Rossa 197, 209.
 Gifu 62.
 Gik-Salgan 228, 256.
 Gilbert-Inseln 406.
 Gilbert River 167.
 Gimrykette 227.
 Giona 207, 210, 217.
 Giordano-Grube 211.
 Girgenti 197, 203, 219.
 Giumentarello 211.
 Giumentaro 211.
 Gjerrestad 275, 276, 281.
 Glen-Strath-Farrar 51.
 Glenvale 66.
 Gliesmarode 312.
 Godavari-Distrikt 61.
 Golconda 174.
 Gold Creek 162.
 Goldenstein 24.
 Gong Gong 132.
 Good Hope 132.
 Goslar 307, 312.
 Gotha 53.
 Gouna-Khall 227.
 Goyaz 147, 156, 158.
 Gozzo 340.
 Gräveneck 299, 302.

Granada 53, 232.
 Grandpré 322.
 Gran Roccia Masseilotti e
 Peitrotti 43.
 Grant-Mine 291.
 Grão Mogol 152, 155.
 Graphite 68.
 Grasta-Grube 201.
 Graubünden 54.
 Greenfield Township 69.
 Greifenstein 299.
 Greifswald 312.
 Grenville 63, 64, 67, 294.
 Griechenland 251.
 Grimstad 276, 282.
 Griqualand-Distrikt 105,
 121.
 Groß-Brockerosberge 138.
 Großbny 227, 256.
 Groß-Tresny 30.
 Großwürben 27.
 Grotta Calda-Grube 207,
 208, 209, 213.
 Grötte 197, 202, 209.
 Grover 73.
 Guadeloupe-Delaware-Ge-
 birge 246.
 Gückingen 299.
 Guelma 226, 351, 438.
 Guerrah 351.
 Gulf Coastal Plain 237.
 Gunnison-Distrikt 73.
 Gwelo 135.
 Gwerdiew 49.
 Gwinnett 161.
 Gwydir 164.

H.

Haar 10, 16.
 Habersham 161.
 Häußling 35.
 Hafnerbach 35.
 Hafnerluden 32.
 Hafnerzell 82.
 Hafsåsen 276, 282.
 Hague 68.
 Hahnstätten 299.
 Haiti 396.
 Halberstadt 312.
 Hall 161.
 Halleck Cañon 73.
 Hallencourt 322.
 Hallufa 351.
 Hamburg 376.
 Hamehhyang 62.
 Handei 75.
 Han-noura 400.
 Haralson 161.

Hardivilliers 319, 322.
 Hargicourt 321.
 Harlingerode 306.
 Harrisburg 374.
 Hart 36.
 Hart River 132.
 Harz 306, 312, 433.
 Harzburg 306, 312.
 Harzlöffel 303.
 Hassalt Hill 164.
 Hasselbach 299.
 Hauburdin 322.
 Hautes Alpes (Dept.) 54.
 Haute-Garonne 325.
 Haute-Saône 323.
 Havredal 275, 282.
 Haystack Hill 73.
 Hebriden 253.
 Heckholzhausen 299, 301.
 Heilberg 302.
 Heiligenblut 34.
 Heistenbach 299.
 Hellin 232.
 Helmstedt 306, 308, 312.
 Hem-Monacu 322.
 Henchir Resgi 357.
 Hengstberg 35.
 Hennegau 315.
 Hernön 52.
 Herzkamp 311.
 Hesbaye 313.
 Hessen-Nassau 298.
 Hewagam-Koralé 55.
 Hiäsen 275, 277, 282.
 Hickman 381.
 Hickorey Valley 385.
 Hida 62.
 Hiddinghausen 311.
 High Bridge 73.
 High Rock-Mine 291, 292.
 Hineks 290.
 Hinterwiese 11.
 Hira Khund 175.
 Hirschwand 35.
 Hohensolms 299.
 Hohentauern 41.
 Hokkaidō 250.
 Hokuto 250.
 Honshu 250.
 Hopetown 132.
 Horrisdal 283.
 Horse-Shoe Bend 164.
 Horseshoe Creek 370.
 Horton River 165.
 Hougen 275, 284.
 Hovatten 283.
 Howland-Insel 412.
 Hsi-tschu-fu 177.
 Hudson Strait 67.
 Humboldt-Distrikt 73.

Humboldt House 243.
 Humbulwa 55.
 Huon 411.
 Hussanapur 174.
 Hyuga 400.

J.

Jacinto-Grube 330.
 Jälketkurkkio 52.
 Jagersfontein 71, 403, 108,
 119.
 Jagersfontein-Grube 92, 99,
 115, 119, 128.
 Jamaika 396.
 James-Bai 162.
 Jap 405.
 Japan 249, 400, 429.
 Japon 429.
 Jarvis-Insel 413.
 Jassing 41.
 Java 254, 398, 434.
 Ichaboe-Insel 428.
 Ichetucknee 367.
 Icla 43.
 Idaho 162, 387.
 Jenisej 48.
 Jennesseisches Gouverne-
 ment 177.
 Jerusalem 401.
 Iglaui 31.
 Ithofluß 175.
 Ihunan 175.
 Imengebirge 79.
 Imäsen 283.
 Inchanga 76.
 Independence County 385.
 Indiana 162.
 Indien 171, 252.
 Indre 323.
 Ingeli 76.
 Inkermann 347, 363.
 Inpetyini-Wälder 76.
 Inverell 164, 166.
 Inverneß-Bezirk 66.
 Jō-ho 176, 177.
 Jordans Hill 164.
 Irkutsk 46, 48.
 Isabela 428.
 Isérables 54.
 Isère 325.
 Isla Blanca 419.
 Islad de la Viejas 419.
 Isla de Macabi 419.
 Isla é islote de Balesta 419.
 Isla Mashorca 419.
 Islas de Chincha 419.
 Islas de Guanape 419.
 Islas de Lobos de Afuera
 419.

Islas de Lobos de Tierra 419.
 Islotes Cololue 419.
 Islotes de los Pajaros 419.
 Islotes y Caletas de Patillos 419.
 Isola di Fano 191.
 Italien 186.
 Ituverava 156.
 Juda 400.
 Jü-tchia-tsuau 176.
 Jumbo Creek 160.
 Jumbo-Mine 69.
 Juncio (bei Caltanissetta) 197, 208, 211.
 Ivanpat 179.
 Iwaonupuri 250.

K.

Kaba 79.
 Kåringön 283.
 Kafta Kusan 228.
 Kaisersberg 37, 41.
 Kalaat-Djerda 357.
 Kalaat-es-Sénam 356.
 Kalaat-Maizila 357.
 Kala Dscherda 363.
 Kalahandi 61.
 Kalamaki 251.
 Kala Senaam 363.
 Kale Sultanie 251.
 Kalifornien 247.
 Kallwang 41.
 Kaltura 56.
 Kaluganga 56.
 Kamenka 177.
 Kamerunberg 253.
 Kamma Mountains 243.
 Kamp 33.
 Kampfluß 36.
 Kap Canno Point 389.
 Kap der Guten Hoffnung 428, 436, 341.
 Kapellen 41.
 Kapkolonie 105.
 Kaptän-Kiruna 288.
 Kapuasstrom 168.
 Karabugas 229.
 Karakum 229.
 Karlsbad 447.
 Karnul 174.
 Karolinen 403.
 Karsuarsuk 52.
 Kasan 230.
 Kaskadengebirge 161.
 Kataura 62.
 Katherinenburg 177.
 Katschkar 177.
 Katzenelnbogen 299, 303.
 Kaukasus 227.

Kawai 62.
 Kchiuta 227.
 Kchiut-Chocha 227.
 Keetmanshoop 145.
 Kef-bou-Kechrid 357.
 Kef-el-Hammam 357.
 Kef-Er-Rebib 357.
 Kef-Souetir 357.
 Kegalla 55, 60.
 Kenfluß 171.
 Kentucky 161.
 Kern-Distrikt 73.
 Khonechone 46.
 Kiev 344.
 Kilossa 75.
 Kimberley 91, 95, 98, 103, 112, 119, 121, 125, 134, 137.
 Kimberley-Grube 94, 95, 97, 101, 106, 110, 112, 114, 117, 121, 124, 129.
 Kings County 63, 66.
 Kirchhörde 311.
 Kirchschlag 36.
 Kirishima 250.
 Kirkehejen 283.
 Kiruna 287, 432.
 Kissitwi-Berge 75.
 Kistnah 174.
 Kisumu 76.
 Klackbergs-fältet 52.
 Kleinasien 251.
 Kleinwürben 27.
 Klipdrift 132.
 Klopffberg 33.
 Knoxville 161.
 Kobui-Mine 250.
 Königsberg (Rhön) 267, 299.
 Kohlsville 162.
 Kojetitz 30.
 Kokoschütz (Ob.-Schl.) 255, 259.
 Kokpektinsk 49.
 Kollowitz 22.
 Kollur 174.
 Kolanná-Koralé 55.
 Konishi-Mine 63, 400.
 Korea 62.
 Korning 36.
 Koscimura 62.
 Kottes 34.
 Kourdishgebirge 252.
 Koursk 343.
 Kragerö 275, 279, 280, 282, 284, 430.
 Krakau 234.
 Krapina 232.
 Kraubath 41.
 Kreischau 78.

Krems 33.
 Kroatien 232.
 Kroonstad 121.
 Kroonstadt-Distrikt 105.
 Kropfmühle 8, 16.
 Krumau 17, 33, 34.
 Kugurt-Baschljär 228.
 Kuhlager 312.
 Kujusan 250.
 Kukurt-ata 229.
 Kumadomari 250.
 Kungur 177.
 Kunstadt 30.
 Kurejka 48.
 Kuria-Muria-Inseln 401.
 Kurilen 250.
 Kurunegala 55.
 Kusan 169.
 Kuschaik 177.
 Kuschwinsk 177.
 Kutais 49.
 Kyöng-syang-do 62.
 Kyushu 250.

L.

La Capilla 419.
 Lacc-Grube 99.
 Lacedpede 417.
 La Costa 188.
 Ladawa 341.
 Ladysmith 76, 364.
 Lafferty Creek 385, 386.
 La Floridienne 363.
 Lahn 274, 299, 433, 440.
 Lajas 428.
 Lake Champlain 68.
 Lake Charles 237.
 Lake George 68.
 Lalla Maghnia 347.
 Lamandine 324.
 Lamdur 174.
 Lampasas County 428.
 Lanark 63, 290.
 Landak 168.
 Landvik 282.
 Landvik-Froland-Apatitfeld 283.
 Langelsheim 307, 312.
 Langenaubach 299.
 Langenlois 33.
 Langesund 275.
 Langö-Gomö 277.
 La Perla 329.
 Lapland 286.
 Laramie-Distrikt 73.
 Larba 350.
 Lead Hill 70.
 Leeds 63, 290.
 Leeuwfontein 122.

Leewards-Inseln 393.
 Leims 37, 41.
 Leipzig 309.
 Lenarto 79.
 Lercara 197, 208, 213, 263.
 Lettenreith 34.
 Levis-Distrikt 73.
 Lewis 381.
 Licata 207, 208, 219, 220, 226.
 Lichtenau 33.
 Liesingau 38.
 Lièvrefluß 298.
 Lillesand 275.
 Limpopo 134.
 Linarus 232.
 Lincoln 161.
 Linden 378, 382, 441.
 Lindi 75.
 Lindstödle 283.
 Lirac 325.
 Lisan-Halbinsel 251.
 Llanfyllin 332.
 Llansaintfraild 51.
 Llanymawddy 51, 334.
 Lochaber 63.
 Lofthus 275, 282.
 Logrosan 288, 326, 329.
 Lohrheim 299.
 London 146.
 Loosdorf 33, 35.
 Lorca 231.
 Lorqui y Fortuna 232.
 Los Angeles 73.
 Los Cerritos 247.
 Los Mongos 393.
 Los Roques-Inseln 272, 393.
 Lot 269, 274, 323, 433.
 Lot-et-Garonne 323.
 Longhoró 296.
 Louisiana 237.
 Lousif 358.
 Lüderitzbucht 138, 140, 144, 145.
 Lüttich 315.
 Lumpkin 161.
 Luzon 252.
 Luzzana 188.

M.

Macquarie 164.
 Macri 208.
 Madore 208.
 Madras 61.
 Madrid 72.
 Mährisch-Altstadt 24.
 Magdeburg 312.

Magnolia 370.
 Magura 179.
 Mahalla 350.
 Mahanady 175.
 Mahenge-Bezirk 75.
 Maine 72.
 Majouba 357.
 Makatea 415.
 Maktar 355.
 Malaga 53.
 Malavily-Grube 175.
 Malden Island 414.
 Malingschan 176.
 Malpartida de Cáceres 330.
 Malta 340, 344, 436.
 Mamboya 75.
 Manati 428.
 Manchester 161.
 Mandravecchia 208.
 Maniupol 50.
 Manosque 233.
 Mans 323.
 Mansoura 351.
 Mapimi 247.
 Maracaibo 393.
 Maragogipe 149.
 Marazzana 188.
 Marbach a. d. Donau 35.
 Marbella 53.
 Marcheville 322.
 Marecchia-Tal 191.
 Marengo-Distrikt 376.
 Maria-Taferl 36.
 Mariinskij 46.
 Marine-Distrikt 73.
 Marken 187, 255.
 Marokko 253.
 Marquette Range 72.
 Marschall-Inseln 406.
 Marseille 230.
 Martapura 169.
 Marvao 327.
 Maryborough-Distrikt 77.
 Matahiva 415.
 Mato Grosso 147, 158.
 Maurelli 211.
 Maury 381.
 Mautern 35, 37, 41.
 Maverick Spring 246.
 Mayaguez 428.
 Mazaruni 160.
 Mc Dowell-Distrikt 73, 161.
 Mc Houghtons Mine 291.
 Mc Kenzie-Mine 295.
 Mc Larens Mine 291.
 Mecklenburg (U. S. A.) 161.
 Medenbach 299.
 Medscher 177.
 Mehrenberg 299.
 Mejillonesbai 397.

Melbourne 167.
 Melby 275.
 Melissa 195, 196.
 Melk 35.
 Melnitschnaja 178.
 Mendanha 152.
 Mendola 210.
 Méricourt 322.
 Merionethshire 51.
 Mertz 71.
 Mesjed-i-Suleiman 252.
 Mesolecino 54.
 Mesvin 316.
 Metlaoui 358, 361.
 Meuse et Marne 322.
 Mewien 169.
 Mexico 74, 247, 256, 398.
 Michelskante 303.
 Michigan 72, 162.
 Midbø 278.
 Middle Creek 166.
 Miessi 75.
 Milford 162.
 Minami-Torishima 400.
 Minas Geraes 74, 147, 152, 156, 158, 159.
 Minas Novas 155.
 Minateda 288.
 Miniera Comero-Quercie 196.
 Miniera della Ditta Fratelli di Marzo 194.
 Miniera della Società di Altavilla Irpina 195.
 Miniera Santa Domenica 196.
 Miniera Santa Maria del Comero 196.
 Miniera Vittoria 194.
 Mintina-Grube 210.
 Mintinella-Grube 210.
 Misserghin 347.
 Mjovatten 283.
 Modderfluß 95, 132.
 Modica 344.
 Möngyin 176, 177.
 Molina 232.
 Mona 428.
 Monastery-Grube 105, 120.
 Mons 315.
 Montana 73, 162.
 Montanez 330.
 Montbrehain 322.
 Monte Cimicia 209.
 Montedoro 197, 208, 210.
 Montefeltro 188, 190, 191.
 Monteguzzo 188.
 Montemauro 188.
 Monte Pisano 145.
 Montevecchio 188.
 Montgomeryshire 51.

Montigny-sur-Armançon 323.
 Montrose-Grube 116.
 Montserrat 394.
 Mont St. Quentin 322.
 Morawak-Koralé 55.
 Morcia 191.
 Morgan County 162.
 Morizreith 36.
 Morozow 341.
 Morro de Mejillones 397.
 Moskau 344.
 Mostaganem 347.
 Mount Gviron 252.
 Mount Holly Springs 374, 443.
 Muculufa 208.
 Mudershausen 299.
 Müglitz 27.
 Mühlendorf 33.
 Mühlfeld 303.
 Mukerop 136.
 Munimadagu 174.
 Murcia 231.
 Murfreesboro 162, 163.
 Murray Hill 399.
 Mt. Dalton 250.
 Mt. Kingston 167.
 Mwiti 75.

N.

Nagato 62.
 Nandial 174.
 Naoi 63.
 Napé 55.
 Napoli 186.
 Naro 208, 210.
 Nashville 381.
 Nasting 34.
 Natal 76, 364.
 Nauchegurubberge 140.
 Nauru 406, 439.
 Navassa 396.
 Nechar-Tarfa 350.
 Negotič 22.
 Nelly 64.
 Nelosn (Prov.) 77.
 Nemours 247.
 Nertschinsk 252.
 Nespitz 32.
 Nestesvåg 276.
 Netherby 77.
 Netzbach 299.
 Neu-Braunschweig 63, 66.
 Neu-Kaledonien 411.
 Neu-Mexico 428.
 Neu-Schottland 63, 66.
 Neu-Seeland 77, 417.
 Neu-Südwaies 76, 134, 164.

Nevada 73, 162, 243.
 Nevis 394.
 New Hannover 373.
 New Jersey 71, 73.
 New Kerke 132.
 Newlands-Mine 95, 104, 110, 121, 122.
 New Mexico 72.
 New Orleans 237.
 New York 146.
 Ngambo 75.
 Niagara Falls 87.
 Niakornat 52.
 Niau 415.
 Niedergirmes 299.
 Niedertiefenbach 299.
 Nijni-Nowgorod 344.
 Nikolajewka 50.
 Nilhene-Graphite-Mine 56, 58.
 Ninh-Binh 401.
 Nixonville 376.
 Niznaja-Tunguzka 48.
 Noma 62.
 Nooitgedacht 122.
 Norberg 52.
 Norbotten 286.
 Nord 318.
 Nordcarolina 161, 373.
 Nordwaies 332.
 Nordre Olafey 276.
 Norfolk 338.
 North Burgess 296.
 North Elmsley 65.
 Norwegen 269, 273, 275, 430.
 Noto 400.
 Novion-Porcien 322.
 Nowo-Urei 178.
 Nugsuak 52.
 Numajiri 250.

O.

Oakey Creek 166.
 Oaxaca 74.
 Obalumpally 174.
 Oberneisen 299.
 Oberöltz 8.
 Oberpfalz 312.
 Oberramstadt 312.
 Obertiefenbach 299, 301.
 Ocean Island 406, 439.
 Ocker 312.
 Oedefeld 276, 584.
 Oedegaarden 275, 277, 279.
 Oedegaardskjern 275, 281, 284.
 Öls 30.
 Oesterholt 276.

Oestre 275.
 Offheim 299, 301.
 Ohio 162.
 Ohley 312.
 Olivadi 45.
 Onslow 373.
 Ontario 63, 65, 67, 290, 295, 437.
 Oran 347, 363.
 Orange-Distrikt 71, 72.
 Oranjefluß 132, 143, 144, 145.
 Oranje-Freistaat 104.
 Oregon 161, 162.
 Orel 343.
 Orville 269, 270, 319, 320, 322, 438.
 Orwell 338.
 Oshino 250.
 Oslawan 31.
 Østertjeld 53.
 Ostpreußen 312.
 Otago 417.
 Ottawa 290, 293.
 Otterbaek 282.
 Ouro Preto 154.
 Outaouais 294.
 Ovifak 80.
 Owens-Goldfeld 167.
 Owl Creek 244.
 Oxöiekollen 276, 284.
 Ozaukee County 162.

P.

Paanopa 406.
 Pabellon de Pica 419.
 Paderno 191.
 Pai-ma-Kwau 176.
 Pakawau 77.
 Palästina 251, 400.
 Palau-Inseln 404.
 Palazzo Adriano 203.
 Palermo (Prov.) 197, 203, 220, 226.
 Palmer River 167.
 Panar 171, 173.
 Panna 175.
 Paraguay 158.
 Parana 147, 158.
 Paris 146.
 Parrot Creek 371.
 Partial 175.
 Pasco 367.
 Pas de Calais 318.
 Pasdun-Koralé 55.
 Passau 7.
 Pastvig-Tal 178.
 Patagonien 427.

Patna 61.
 Patrocínio de Sapucahy 156.
 Peace River 366, 369.
 Pedro Keys 397.
 Pendaré 324.
 Pender 373.
 Penkarring 179.
 Penner 171.
 Pennington-Distrikt 72.
 Pennsylvanien 71, 443.
 Penygarnedd 51.
 Perikanda 61.
 Pernes 318.
 Pernice 208, 209.
 Perry County 378, 383, 384.
 Persenberg 36.
 Persien 252.
 Perticara 188, 191.
 Peru 252, 417, 438.
 Pesara 188.
 Pesaro-Urbino 193.
 Petriselwald 237.
 Petrow 30.
 Petrowsk 227.
 Pfaffenreuth 8.
 Philippinen 252.
 Phosphate Hill 399.
 Phýng-an-do 62.
 Piaca 188, 191.
 Piana di Virzi 209.
 Pico de Teyde 254.
 Pidurutallagalla 54.
 Piedmont-Region 161.
 Pielachtal 36.
 Pierce County 162.
 Piersburg-Distrikt 76.
 Pietra Pistyi-Berg 237.
 Pike County 162.
 Pimdschetgapadu 174.
 Pinaarsfluß 116.
 Pinerolo 41, 44.
 Pingouins-Inseln 427.
 Piotrkowice 230.
 Pirna 78.
 Pisio-Bai 419.
 Pissie 54.
 Pistau 31.
 Pizzuto 211.
 Pleasant Island 406.
 Plumas-Distrikt 73.
 Plumbago Cañon 73.
 Plum Creek 162.
 Podolien 273, 341.
 Pögstall 34.
 Pöhl 311.
 Poggio Orlando 187.
 Polenta 188.
 Pomaretto 44.
 Pommern 312.

Pomona 140, 141, 143, 144.
 Pomoy 323.
 Ponce 428.
 Pontiac County 290.
 Pope Mills 70.
 Popocatepetl 247.
 Portalgre 327.
 Porter Corners 69.
 Portland 291.
 Porto Empedocle 220, 226.
 Porto Rico 428.
 Port Shepstone 76.
 Portugal 327.
 Potaro 160.
 Pottom 335, 336.
 Pramollotal 43.
 Predappio 188, 191.
 Predmesti 23.
 Premier-Grube 91, 97, 99, 106, 112, 113, 115, 123, 126, 128.
 Preßnitzgraben 37.
 Preßnitztal 41.
 Pretoria 97, 102, 106, 112, 115, 125, 128.
 Pretoria-Distrikt 92.
 Prieska 143.
 Proszowice 230.
 Providence 71.
 Pueblo Viejo 428.
 Punta de Lobos o blanca 419.
 Punta de Patache 419.
 Punta Gorda 364.
 Punnah 175.
 Puntay Bahia Chomache 419.
 Pushena 55.
 Putareng 160.
 Pyrenäen 325.

Q.

Quebec 63, 67, 290.
 Quebrada del Loa 418.
 Quebrada de Pica 419.
 Queensland 77, 167.
 Querey 323, 433.

R.

Rabbi-Tal 190.
 Robit Hole-Schwefelgruben 243.
 Racalmuto 197, 202, 207, 209.
 Racine County 162.
 Radoboj 232, 255.
 Räfsäen 283.
 Ragedara 55, 56, 57.
 Raincheval 322.
 Ramulcota 174.
 Rantowles Creek 370.
 Raolconda 174.
 Rastbach 33, 34.
 Rata-Insel 397.
 Raton 72.
 Ravneberg 275, 282.
 Raygam-Koralé 55.
 Red Bank Creek 383.
 Reddersburg-Distrikt 122.
 Redonda 272, 394.
 Reeves County 246.
 Regårdshejen 275, 282.
 Regens 31.
 Renfrew County 66, 290, 295.
 Remschnigg 41.
 Rhode Island 71.
 Rhodesien 92, 134, 135.
 Rhône-Departement 54.
 Riabacken 283.
 Riam Kanan 169.
 Riam Kiwa 169.
 Ribeirão de Coxoeira 154.
 Ribeirão do Inferno 154.
 Ribemont 322.
 Ribordonetal 45.
 Richmond-Distrikt 105.
 Riddes 54.
 Rideau-Kanal 66.
 Ried 27.
 Rikuchu 250.
 Rikuzen 62.
 Riley-Mine 71.
 Rimau 30.
 Ringsdalen 283.
 Rio Abaeté 152.
 Rio Arassuahy 154.
 Rio Caéthé Mirim 152, 154.
 Rio Capivary 154.
 Rio Cuyaba 158.
 Rio das Dattas 154.
 Rio das Velhas 156.
 Rio do Ouro Fino 154.
 Rio do Parauna 154.
 Rio Dourados 156.
 Rio Jequetahy 154.
 Rio Jequetinhonha 147, 152, 155.
 Rio Manso 154.
 Rio Paraguassu 147, 149, 150.
 Rio Paranahyba 156.
 Rio Parapanema 158.
 Rio Pardo 152.
 Rio Pardo Pequeno 154.
 Rio Pinheiro 154.
 Rio Salado 347.
 Rio Salobro 152.

- Rio Tibagy 158.
 Rio Verissimo 156, 158.
 Riscossa 194.
 Roberts Victor-Grube 99.
 110, 115, 122, 123.
 Rock 179.
 Rocky Ridge 164.
 Rodheim 299.
 Röländsåsen 275, 283.
 Romagna 187, 192, 193,
 255.
 Ronco-Tal 190.
 Ronda 53.
 Roslawl 343.
 Roßberg 312.
 Rothläufchen 300.
 Rottmann 38.
 Roverado 54.
 Rovereto 188.
 Ruby Hill 167.
 Ruhrrevier 311.
 Runstedt 306.
 Russisch-Lapland 178.
 Rustenburg-Distrikt 76.
 Rustler Spring 246.
 Rutherford 161.
 Rutka 30.
- S.
- Saazer Gebirge 23.
 Sabato 193.
 Sabine 237.
 Sacramento 156.
 Säbrå Sn. 52.
 Saga-Ebene 363.
 Sainokami 62.
 Salobro 152.
 Saint-Antonin 323, 433.
 Sainte Paul 54.
 Saint-Jean-de-Laur 324.
 Saint-Paterne 323.
 Saint-Paul-Trois-Châteaux
 325.
 Sakashitamura 62.
 Salatan-Gebirge 227.
 Saldanha-Bai 428.
 Salt Sulphur Springs 72.
 Salzgitter 312.
 Sambalpur 175.
 Sampson 373.
 San Antonio 149, 252.
 San Cataldo 197, 209.
 San Cristobal 329.
 Sandökedal 276.
 Sandy 334.
 Sandy Heath 336.
 San Eugenia 329.
 San Filippo 197.
 San German 428.
- San Germano 43.
 San José 248.
 St. Augustine-Mine 94.
 St. Domingo 396.
 St. Gotthardt (Steiermark)
 41.
 St. Joe 385.
 St. John 63, 66.
 St. Lawrence 67, 70, 290,
 297.
 St. Lorenzen 37, 41.
 St. Marein 34.
 St. Martin 395.
 St. Michael 38.
 St. Pölten 35.
 St. Stefan 41.
 St. Symphorien 316.
 San Leonardo 197.
 San Lorenzo 191.
 San Luis Potosi 247.
 San Marino 188.
 Sanni 252.
 San Nicola dell' Allto 195.
 San Paolo 211.
 San Pedro de la Colonia 247.
 San Salvador 329.
 Santa Maria 74.
 Santander 53.
 Santa Rosalia 252.
 Santee River 370.
 Sao Paulo 147, 156.
 Sapigno 181.
 Saponaro 211.
 Saratoga 67.
 Saratoga County 69.
 Saratow 343.
 Sarawak 168.
 Sarsina 188.
 Sarthe 323.
 Satsuma 62, 250.
 Saukville 162.
 Saut-de-l'Egue 325.
 Savio-Tal 190.
 Schaascha 358.
 Schadeck 299.
 Schantung 175.
 Schattleithen 41.
 Scheibing 10, 16.
 Schellabia 361.
 Scheppmälchen 300.
 Schergendorf 10.
 Schiich 229.
 Schlegelsdorf 27.
 Schleswig-Holstein 312.
 Schlewecke 306.
 Schönbach 299.
 Schönborg 33.
 Schönbüchel 33, 35.
 Schüller-Kaalfontein-Grube
 116.
- Schupbach 299.
 Schwarzbach 14, 16, 17, 23.
 Schwarzes Meer 260.
 Schweden 286, 344, 431.
 Schweine 27.
 Screwbean Rustler Hills 246.
 Searcy County 385.
 Sechura 252.
 Seeläsgen 79.
 Seelbach 299.
 Seengebiet 162.
 Sehib 361.
 Semipalatinsk 49.
 Semirečinsk 49.
 Semur 323.
 Sen-noya 63.
 Sentinella 194.
 Serakfluß 169.
 Sergiapol 49.
 Serra da Chapada 149.
 Serra da Sincora 149.
 Serra das Lavras 150.
 Serra de Cabrol 154.
 Serra del Gessi 211.
 Serradifalco 197, 200.
 Serra do Espinhaço 147,
 152, 154.
 Serra do Grao Mogol 149.
 Serra do Itambe 152.
 Serro do Frio 152.
 Seru 322.
 Sesia 45.
 Seta-Mine 108.
 Sétif 349, 350, 363.
 Sevier 79.
 Sevilla 53.
 Seybouse 226.
 Shangani 135.
 Shan-ho 176.
 Shay 428.
 Sheffield 402.
 Shelby County 161.
 Shigatse 61.
 Shikabe 250.
 Shima 400.
 Shimane 400.
 Shimizu 62.
 Si-Achmed 350.
 Siassera 43, 44.
 Sibirien 177, 252.
 Sichotin 30.
 Sidi Aissar 349.
 Siebenbürgen 237.
 Sieghartsreith 34.
 Siena 187.
 Sierra de Banderas 247.
 Sierra de Mazapil 398.
 Sierra-Distrikt 73.
 Sierra Gador 232.
 Sierra Mojado 247.

Sierra Morena 330.
 Sierra Mountains 73.
 Sierra Nevada 161.
 Sif 357.
 Sikajam 168.
 Sinai 363.
 Sizilien 197, 255, 344.
 Skatamark 52.
 Skorstöl 276, 284.
 Skrammelfalls-grufvan 52.
 Skull Creek 381.
 Smolensk 343.
 Snarum 275, 282.
 Snodgraß 167.
 Socorro County 428.
 Söndelöv 275, 276.
 Söndelövsfjord 282.
 Solfara del Fiume de Riesi 213.
 Solfara Grande 213.
 Solfara Grande di Sommatino 204, 205, 213, 214.
 Solfarella di Sommatino 213.
 Somabula-Wälder 134, 135.
 Sombrero 270, 395, 439.
 Sommatino 197, 207, 213.
 Somme et Oise 318.
 Sone 175.
 Sonnar 175.
 Sonoma-Distrikt 73.
 Sonora 73.
 Souk-Arras 351, 438.
 South Bay 68.
 South Dakota 72.
 South Mountain 374.
 Spanien 288, 326, 432, 443.
 Spassk 343.
 Spencer Bay 141.
 Spencero-Golf 77.
 Spencer place 383.
 Spiennes 316.
 Split Rock 68.
 Staffel 299, 301.
 Stanislaw 236.
 Stara-Korczyn 230.
 Starbuck-Insel 415.
 Stauch 141.
 Steeten 299.
 Stiefern 33.
 Stone Quarry Hollon 383.
 Stono River 370, 371, 372.
 Stora Giltjärnsgrufvan 52.
 Storrington 296.
 Strassreith 34.
 Stretto 211.
 Strongoli 195, 196.
 Stuben 23.

Stübing 41.
 Südafrika 428.
 Südastralien 77, 167.
 Südearolina 370, 451.
 Südsee 253, 270, 273, 401.
 Suffolk 338.
 Suhofluß 175.
 Sukevo 230.
 Sulphur 237, 255.
 Sulphurdale 245.
 Sulphur Island 250.
 Summit City 73.
 Sumter-Distrikt 376.
 Sunk (Trieben) 37.
 Sutton 338.
 Svinland 275, 283.
 Swan Creek 381.
 Swan-Insel 428.
 Swojanow 23.
 Swoscowice 234, 255, 263.
 Sydney 164.

T.

Tahkt-i-Soleiman-Gebirge 252.
 Taiga 177.
 Takanuma 62.
 Takashimidzu 63.
 Talacchio 191.
 Talladega-Distrikt 71.
 Tallahassee 364.
 Tallberget 52.
 Taltal 252.
 Tamaulipas 247.
 Tambow 343.
 Tampico 247.
 Tanna 253.
 Tapets 230.
 Tarbagatai-Gebirge 49.
 Tarn 325.
 Tarn-et-Garonne 323.
 Tarudant 253.
 Tash 252.
 Tasmanien 167.
 Taubitz 34.
 Tavel 325.
 Tebessa 346, 351, 354.
 Tejuco 152, 159.
 Tejunga 73.
 Telgakar 49.
 Templeton 290, 296.
 Templeux-la-Fosse 320, 322.
 Templeux-le-Guérard 321, 322.
 Tennessee 161, 269, 273, 274, 377, 441, 451.
 Ter 227.
 Termini Imerese 226.

Terrapin Creek 383.
 Terrasniel 322.
 Tersk 49.
 Teruel 230.
 Testasecca 211.
 Testigos 394.
 Texas 237, 246, 428.
 Thayafluß 36.
 Themir-Chan-Schura 227.
 Thermopolis 244.
 Thumeritz 34.
 Ticonderoga 68, 69, 70, 81.
 Tiefenbach 34.
 Tiflis 49.
 Timosella 43.
 Tingha 164, 166.
 Tirkester 351.
 Titest 350.
 Tivoli 215.
 Toluca 179.
 Tomales-Bai 73.
 Tombolina 191.
 Toms Creek 382, 384.
 Toole-Distrikt 73.
 Toqueville 350.
 Torigoye 62.
 Tori Shima 429.
 Torreon 247.
 Torre Pellice 44.
 Totes Meer 251.
 Tottys Bend 381.
 Toyah 246.
 Trabenreith 34.
 Trabonella 208, 209, 211.
 Transkaspien 229.
 Transvaal 76, 108, 132.
 Trapani (Prov.) 197.
 Travankore 61.
 Traversella 45.
 Trebitsch (Mähren) 30.
 Trepin 23.
 Triangulo Mineiro 156, 158.
 Trieben 37, 41.
 Trift 307.
 Trigona 211.
 Trinity 162.
 Troitzk Distrikt 177.
 Trujillo 330.
 Tschang-lu 176.
 Tschirghat 227.
 Tschota Nagpur 175.
 Tschuktschenhalbinsel 49.
 Tschumaletetz 49.
 Tsing-scha-pu 176.
 Tsurugizan 250.
 Tuamotu 415.
 Tulumello-Grube 210.
 Tumminelli 211.
 Tung-Wönn-ho 176.

Tunis 269, 273, 274, 345, 355, 442.
 Turin 41, 45.
 Turner's Island 295.
 Turuchansk 48, 49.
 Tuxedo Park 71.
 Tvedestrand 278.

U.

Überaba 158.
 Uguisuzawa 250.
 Uluguru-Gebirge 75.
 Undercliff-Station 77.
 Upware 335.
 Ural 174, 177.
 Urbinat 188, 191.
 Urbino 188, 191.
 Uspenskoi 177.
 Uszycafluß 341.
 Utah 73, 245, 387.
 Uvalde 428.

V.

Vaalfluß 90, 95, 132, 143.
 Vagliagli 187.
 Valåsen 275, 283.
 Val Chisone 43.
 Vall dell' Orco 45.
 Val di Lanzo 45.
 Val di Noce 188.
 Valeberg 275, 282.
 Valencia de Alcantara 330.
 Valguarnera 197, 213.
 Valle 275, 283.
 Val Pellice 43.
 Vanua Lava 253.
 Varangerfjord 178.
 Vasero 45.
 Vattnestrandspatit-grufva 283.
 Vauluse 230.
 Vaugansay 54.
 Vaux-Eclusier 322.
 Vavasour-Mine 293.
 Vegetable Creek 166.
 Vegiriya 55.
 Veitsch 37, 41.
 Velagapalli 61.
 Venezuela 393.
 Venzi 188.

Vereinigte Staaten v. Nordamerika 161.
 Verzino 195.
 Vestre Kjørrestad 275, 283.
 Vetfluß 132.
 Victoria-West 105, 143.
 Vierhöfen 27.
 Viktoria 167.
 Vilayet Aidin 251.
 Villarosa 197, 209.
 Villeret 322.
 Villmar 299.
 Virdilio-Grube 210.
 Virginia 72, 161.
 Vitrey 323.
 Vittangi 52.
 Viviers 325.
 Vizagapatam 61.
 Vötau 31.
 Vogtland 273, 309, 437.
 Voitsau 34.
 Voorspoed-Grube 99, 121.
 Vulkan-Grube 122.

W.

Wachteldorf 23.
 Wadi Abu Zeran 363.
 Wajrah Karrur 174.
 Wakefield 290.
 Waldeck's Plant 132.
 Waldgirmes 299, 300.
 Walcha 76.
 Walker-Mine 64.
 Walle-Distrikt 73.
 Wallis 54.
 Wando River 370.
 Wanel 322.
 Warren 67.
 Washington 67, 73, 162.
 Wasserleben 307.
 Wankesha County 162.
 Wayne 381.
 Wedburg 132.
 Weenen Town Lands 364.
 Wehrdorf 299.
 Weinbach 299.
 Weinschrank 303.
 Weiraghar 175.
 Weissowo-Salzsee 260.
 Weiten 34, 36.
 White 161.

White Fish Lake 66.
 Whitehall 68, 69.
 Werchne-Uralsk-Distrikt 177.
 Wesselton-Mine 94, 98, 119, 130.
 Wessely 27.
 Westaustralien 167, 417.
 Westborneo 169.
 West-Distrikt 105.
 Westindien 273, 439.
 Westmoreland 63.
 Westpreußen 312.
 Wetzlar 299.
 Wicken 335.
 Williamson 381.
 Wilsdorfs Branch 384.
 Wimbledon 122.
 Winberg 120.
 Winkelacker 11.
 Winward-Inseln 394.
 Wisconsin 162.
 Woblapally 174.
 Wönn-ho 176.
 Wollenstein 35.
 Wollin 312.
 Wolmersdorf 32, 34.
 Woronesch 343.
 Wodswishinsky 229.
 Wriesseneegg 41.
 Wyoming 73, 244, 387.

Y.

Yamamune 62, 63.
 Yamdrok Tso 61.
 Yang-bang 62.
 Yarmouth 72.
 Yoneyama 62, 63.
 Yonne 322.

Z.

Zambesi 135.
 Zarza-Ceclavin 288.
 Zarza la Mayor 330.
 Zendan 252.
 Zilly 307, 312.
 Zinnwald 57.
 Zötting 33.
 Zolfinelli 191.
 Zweikuppenberg 140.

Die bautechnisch verwertbaren Gesteinsvorkommnisse des Preussischen Staates und einiger Nachbargebiete.

Eine tabellarische Zusammenstellung der Steinbrüche, nach Provinzen, Regierungsbezirken und Kreisen geordnet, mit Angabe der Verwendung der betreffenden Gesteine zu älteren Bauwerken und des an ihnen beobachteten Wetterbeständigkeitsgrades des Materials, bearbeitet von **Geh. Regierungsrat Professor Dr. J. Hirschwald**, Vorsteher des mineralog.-geolog. Institutes der Technischen Hochschule Berlin. Mit einer Übersichtskarte in Farbendruck. Herausgegeben im Auftrage des Königl. Minist. der öffentlichen Arbeiten. Geh. 12 M. Geb. 13 M. 50 Pf.

Die vorliegende Zusammenstellung ist gleich wichtig für das gesamte Baugewerbe wie für die Steinbruchindustrie. In erschöpfender Weise bringt das Werk statistisches Material über die im Bereich des preussischen Staates und der Nachbargebiete befindlichen Steinbrüche, über die bisherige Verwendung der Gesteinsvorkommnisse und über ihre Wetterbeständigkeit.

Bautechnische Gesteinsuntersuchungen.

Mitteilungen aus dem Mineralog.-geolog. Institut der Technischen Hochschule Berlin. Herausgegeben von **J. Hirschwald**. Jedes Heft 4—5 Druckbogen in Gross-Lexikonformat mit zahlreichen Abbildungen bezw. Tafelbeilagen.

Bisher erschienen: Heft 1, Subskriptionspreis 6 M., Einzelpreis 8 M.
Heft 2, Subskriptionspreis 8 M., Einzelpreis 10 M. 50 Pf.

In diesen jährlich in zwei Heften erscheinenden Mitteilungen sollen fortlaufend die Arbeiten veröffentlicht werden, welche in dem mit dem Mineralog.-geolog. Institut der Technischen Hochschule Berlin verbundenen Laboratorium für Gesteinsuntersuchung, zur weiteren Ausbildung der technischen Gesteinsprüfungs-Methode, sowie zur Bewertung unserer heimischen Gesteinsarten ausgeführt werden.

Es bilden diese Mitteilungen daher eine Ergänzung des im Jahre 1908 erschienenen im Buchhandel bereits vergriffenen Werkes des Herausgebers: Die Prüfung der natürlichen Bausteine auf ihre Wetterbeständigkeit.

AUSFÜHRLICHE PROSPEKTE GRATIS UND FRANKO

Petrographisches Praktikum von Prof. Dr. Reinhold Reinisch,
Privatdozent an der Universität Leipzig.

Erster Teil: **Gesteinbildende Mineralien.** Zweite Auflage. Mit
81 Textfiguren und 5 Tabellen. In Leinenband 4 Mk. 60 Pf.

Zweiter Teil: **Gesteine.** Vergriffen. — Neue Auflage in
Vorbereitung.

Steinbruchindustrie und Steinbruchgeologie. Technische
Geologie nebst praktischen Winken für die Verwertung von Gesteinen
unter Berücksichtigung der Steinindustrie des Königreiches
Sachsen. Zum Gebrauch von Geologen, Ingenieuren, Technikern
usw. von Dr. O. Herrmann, Lehrer der Technischen Staatslehr-
anstalten zu Chemnitz. Mit 6 Tafeln und 17 Textfiguren. Preis
in Ganzleinen 11 Mk. 50 Pf.

Geologie der Steinkohlenlager von Prof. Dr. H. Dannenberg.
Erster Teil. Mit zahlreichen Textabbildungen. Geh. 6 Mk. 50 Pf.

Geographische Beobachtung. Abschiedsworte an meine Wiener
Schüler und Antritts-Vorlesung an der Universität Berlin von
Prof. Dr. Albrecht Penck. Kartonniert 1 Mk. 60 Pf.

**Mitteilungen aus dem mineralogisch-geologischen In-
stitut der Universität Groningen,** herausgegeben von
Professor Dr. F. J. P. van Calker.

Bisher erschienen: Band I Heft 1, Preis 22 Mk. 50 Pf.

Band I Heft 2, Preis 22 Mk. 50 Pf.

Band II Heft 1, mit 8 Lichtdrucktafeln, Preis
10 Mk.

Band II Heft 2, Preis 10 Mk.

Geologische Charakterbilder.

Beiträge zu den „Geologischen Charakterbildern“ haben bis jetzt eingesandt oder zugesagt die Herren:

N. H. Darton-Washington,
M. Friederichsen-Greifswald,
G. Geyer-Wien,
G. Götzinger-Wien,
A. Grund-Prag,
O. Grupe-Berlin,
Arn. Heim-Zürich,
E. Kaiser-Giessen,
J. Keidel-Buenos Aires,
K. Keilhack-Berlin,
W. Kilian-Grenoble,
S. Passarge-Hamburg,

W. Paulcke-Karlsruhe,
W. Petrascheck-Wien,
P. Reboul-Grenoble,
E. Rinne-Leipzig,
W. Salomon-Heidelberg,
C. Schmidt-Basel,
W. Spitz-Heidelberg,
R. Stappenbeck-Buenos Aires,
G. Steinmann-Bonn,
F. Wahnschaffe-Berlin,
J. Walther-Halle a. S.

Bereits erschienen sind:

- Heft 1: **Eisberge und Inlandeis in der Antarktis.** E. Philippi-Jena. Subskriptionspreis 3 M. 60 Pf. Einzelpreis 4 M. 80 Pf.
Heft 2: **Grosse erratische Blöcke im norddeutschen Flachlande.** F. Wahnschaffe-Berlin. Subskriptionspreis 3 M. 60 Pf. Einzelpreis 4 M. 80 Pf.
Heft 3: **Das Karstphänomen.** A. Grund-Prag. Subskriptionspreis 4 M. 80 Pf. Einzelpreis 6 M. 40 Pf.
Heft 4: **Morphologie des Alpes Françaises. I^e Fascicule; Chaînes subalpines.** W. Kilian et P. Reboul-Grenoble. Subskriptionspreis 5 M. 20 Pf. Einzelpreis 6 M. 90 Pf.
Heft 5: **Morphologische Bilder von der nördlichen Adria und von Istrien.** G. Götzinger-Wien. Subskriptionspreis 3 M. 60 Pf. Einzelpreis 4 M. 80 Pf.

Folgende Hefte gelangen demnächst zur Ausgabe:

- Heft 6: **Nordwest-Grönlands Gneisgebirge.** A. Heim-Zürich.
Heft 7: **West-Grönlands Basalt- und Sedimentgebirge.** A. Heim-Zürich.
Heft 8: **Der Odenwald bei Heidelberg und sein Abbruch zur Rheinebene.** W. Spitz und W. Salomon-Heidelberg.

Die Herausgabe der Bilder erfolgt in zwanglos erscheinenden Heften, deren Preise sich nach dem Umfang des Textes und der Zahl der Tafeln richten. Um die Anschaffung jedem zu ermöglichen und den „Charakterbildern“ weiteste Verbreitung zu sichern, wird der Subskriptionspreis einer Tafel auf 60 Pf. angesetzt. Dieser Preis wird den Abnehmern von wenigstens vier Heften — auch wenn nach und nach bezogen — berechnet. Bei Bezug eines einzelnen Heftes tritt ein um 33¹/₃% höherer Preis in Kraft. — Sofern die Erläuterung besonders umfangreich ist oder Textabbildungen enthält, oder wenn besondere Aufwendungen für Tekturen erforderlich sind, behält sich die Verlagsbuchhandlung eine Erhöhung des genannten Preises vor. Jedes einzelne Bild ist auch als Diapositiv erhältlich, und zwar im Massstabe 8,5:10 cm. Sicherlich wird ein Lichtbildmaterial, das den Vorzug hat, von einer eingehenden Erläuterung jedes einzelnen Bildes begleitet zu sein, für Vorlesungen und sonstige wissenschaftliche Vorträge an vielen Stellen freudig begrüßt werden. Die Kosten des Lichtbildes belaufen sich auf 1 M. 60 Pf.

AUSFÜHRLICHE PROSPEKTE GRATIS UND FRANKO

Sammlung geologischer Führer:

- I. Geologischer Wegweiser durch das **Dresdener Elbtalgebiet** zwischen Meißen und Tetschen von Prof. Dr. R. Beck. Mit Karte. 2 Mk. 50 Pf.
- II. Geologischer Führer durch **Mecklenburg** von Prof. Dr. E. Geinitz. Mit 15 Tafeln und Karte. 3 Mk.
- III. **Bornholm** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit 7 Textfiguren und 1 geolog. Karte. 3 Mk. 50 Pf.
- IV. **Pommern** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit Textabbildungen. 2 Mk. 80 Pf.
- V. **Elsaß** von E. W. Benecke, H. Bücking, E. Schumacher und L. van Werveke. Mit 56 Profilen und Abbildungen. 8 Mk.
- VI. **Riesengebirge** von Prof. Dr. G. Gürich. Mit 24 Abbildungen und 3 Tafeln. 5 Mk. 50 Pf.
- VII. **Schonen** von Dr. A. Hennig. Mit 35 Textabbildungen und Übersichtskarte. 3 Mk. 50 Pf.
- VIII. **Campanien** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit 28 Abbildungen. 4 Mk.
- IX. **Oberitalien**. I. Das Gebirge der oberitalienischen Seen von Prof. Dr. A. Tornquist. Mit 30 Abbildungen. 5 Mk. 50 Pf.
- X. **Alpen**. I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin von Prof. Dr. A. Rothpletz. Mit 81 Textfiguren. 4 Mk.
- XI. **Das Berner Oberland und Nachbargebiete** von Prof. Dr. A. Baltzer. Mit 74 Figuren im Text und einem Routenkärtchen. 12 Mk. 50 Pf.
- XII. **Das inneralpine Becken der nächsten Umgebung von Wien** von Dr. F. X. Schaffer. Mit 11 Textabbildungen. 2 Mk. 40 Pf.
- XIII. **Das inneralpine Becken**. II. Teil von Dr. F. X. Schaffer. Mit vielen Tafeln. 5 Mk. 50 Pf.
- XIV. **Dalmatien** von Dr. R. Schubert. Mit 18 Abbildungen und geologischer Übersichtskarte. 5 Mk. 50 Pf.
- XV. **Odenwald** von Prof. Dr. G. Klemm. Mit 40 Textabbildungen. 6 Mk. 50 Pf.

Die Sammlung wird fortgesetzt.

Sämtliche Führer in dauerhaften, geschmackvollen Leinenbänden.

AUSFÜHRLICHE PROSPEKTE GRATIS UND FRANKO

Die diamantführenden Gesteine Südafrikas. Ihr
Abbau und ihre Aufbereitung von Dr. Ing. Percy A. Wagner. Mit
29 Textabbildungen und 2 Tafeln. Geheftet 7 Mk.

Leitfossilien. Ein Hilfsbuch bei der geologischen Arbeit in der
Sammlung und im Felde von **Professor Dr. Georg Gürich.**
Erste Lieferung: Kambrium und Silur. Text: Bogen 1 bis 6
und Tafel 1 bis 28. Geheftet 18 Mk.
Zweite Lieferung: Devon. Bogen 7 bis 12 und Tafel 29 bis 52.
Subskriptionspreis geheftet 14 Mk.

Die kristallinen Schiefer. Eine Darstellung der Er-
scheinungen der Gesteinsmetamorphose und ihrer Produkte von
Professor Dr. U. Grubenmann. Zweite neu bearbeitete Auflage.
Mit 23 Textfiguren und 12 Tafeln. Geheftet 20 Mk., gebunden
21 Mk. 50 Pf.

Geologie von Ostpreussen von **Professor Dr. A. Tornquist.**
Mit Titelbild und zahlreichen Textabbildungen, Karten und Profilen.
Geheftet 10 Mk., gebunden 11 Mk. 50 Pf.

Geologie von Pommern von **Professor Dr. W. Deecke.** Mit
40 Textabbildungen. Preis geheftet 9 Mk. 60 Pf., in Leinen
gebunden 11 Mk. 20 Pf.

**Die Entstehung der Steinkohle und der Kau-
stobiolithe überhaupt** wie des Torfs, der Braunkohle,
des Petroleums usw. von **Professor Dr. H. Potonié,** Landesgeologen
in Berlin. Fünfte, sehr stark erweiterte Auflage mit zahlreichen
Abbildungen. Gebunden 9 Mk.

VERLAG VON GEBRÜDER BORNTAEGER IN BERLIN
W 35 SCHÖNEBERGER UFER 12 a

Lehre

von den

Erzlagerstätten

VON

Dr. Richard Beck

Professor der Geologie und Lagerstättenlehre a. d. Kgl. Bergakademie zu Freiberg,
Kgl. sächs. Oberbergat, Ehrenmitglied des American Institute of Mining Engineers,
Dr. h. c. Genév.

Dritte völlig umgearbeitete Auflage

Zwei Bände mit 318 Figuren und einer Gangkarte

2 Bände. Geheftet. Großoktav 32 Mk. In Halbfranz gebunden 37 Mk.

Nach kurzer Zeit bereits ist der zweiten Auflage die vorliegende dritte gefolgt, die eine sehr tiefgreifende Umarbeitung erfahren hat. Innerhalb der letzten fünf Jahre gerade hat sich die Erzlagerstättenforschung zu ganz erstaunlichem Umfang entwickelt, ist die einschlägige Literatur in außerordentlichem Maße gewachsen. Die darin niedergelegten Angaben wurden vom Verfasser, soweit es möglich war, durch eigene Beobachtungen nachgeprüft, viele bisher noch nicht veröffentlichte Ergebnisse sind eingefügt worden. Dazu kommen Mitteilungen zahlreicher Fachgenossen und Schüler des Verfassers, wertvolle Ausarbeitungen und Skizzen, die ihm bereitwillig zur Verfügung gestellt wurden.

So stellt sich das Werk als eine Arbeit aus einem Gusse dar und bietet eine in sich geschlossene kritische Darstellung vom jetzigen Stand der Lagerstättenforschung.

AUSFÜHRLICHE PROSPEKTE GRATIS UND FRANKO

553.S93 V01



a39001



007053864b

v.1



